

Annual Report of the Eötvös Loránd Geophysical Institute of Hungary for 1987

Годовой отчёт Венгерского Геофизического Института им. Лоранда Этвеша за 1987 г.

A Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet 1987. évi jelentése





A MAGYAR ÁLLAMI EÖTVÖS LORÁND
GEOFIZIKAI INTÉZET

1987. ÉVI JELENTÉSE

ANNUAL REPORT OF THE EÖTVÖS LORÁND GEOPHYSICAL
INSTITUTE OF HUNGARY
FOR 1987

ГODOBOЙ OTCET
BENGEPCKOГO ГEOФИЗИЧECKOГO ИНCTИTУTА
ИМ. ЛOPАНДА ЭТВЕША
за 1987 г.

Szerkesztő:
Sz. Kilényi Éva

ETO (UDC) 550.3(061.6) (439 Budapest) (058)
HU ISSN 0524-8655

Felelős kiadó: Müller Pál
Összeállította: Aczél Etelka és Hegybíró Zsuzsanna

TARTALOM

1 FÖLDTANI KUTATÁS	11
1.1 Regionális földtani- és ásványi nyersanyagkutatás a Dunántúlon	13
1.1.1 Komplex geofizikai kutatás a Dunántúli-középhegységben	13
1.1.2 A Kisalföld regionális komplex geofizikai kutatása	27
1.2 Észak-Magyarország geofizikai előkutatása	35
1.2.1 A Szendrői-hegység előkutatása	35
1.2.2 A Bükk-hegységi földtani előkutatási program egyes részeredményei	39
1.2.3 A diósjenői diszlokációs öv újraértékelése	45
1.3 Kőolajkutatási célzatú szerkezetkutató szeizmikus reflexiós mérések	59
1.4 Viz- és mérnökgeofizikai kutatás	61
1.4.1 A Mura és a Kerka allúviumának geofizikai kutatása	61
1.4.2 A mérnökgeofizikai szondázás alkalmazása külfejtések és meddőhányók vizsgálatára	65
1.4.3 Építésföldtani feladatok megoldása elektromágneses mérésekkel	69
1.4.4 Agyagkutatás Csorna-Beled térségben	71
2 MÓDSZER ÉS MŰSZERKUTATÁS	75
2.1 Szeizmikus módszer- és műszerkutatás	77
2.1.1 A felszinközi lazareteg felülvágó hatásának vizsgálata vibroszeiz sekélykutatásban	77
2.1.2 Mélyfúrások közötti térrészek vizsgálata nagy felbontóképességű, transzformált szeizmikus szelvények segítségével	84
2.1.3 Kompakciós vizsgálatok	87
2.1.4 Interaktív geofizikai munkahely kifejlesztése	90
2.2 Geoelektromos módszer- és műszerfejlesztés	95
2.2.1 Kétdimenziós egyenáramú modellezés	95
2.2.2 Tranziens elektromágneses fizikai modellezés terepi műszerrel	99
2.2.3 Rádióhullám átvilágító mérések a bauxitkutatásban	105
2.2.4 Kis mélységű geoelektromos kutatás elektromágneses vezetőképesség mérésel	109
2.2.5 Az ISODEM terepi mérésvezérlő és adatgyűjtő egység fejlesztése	118
2.3 Mélyfúrási geofizikai módszer- és műszerkutatás	121
2.3.1 Neutron terek elméleti modellezése	121
2.3.2 A KD-80 (MOLE) karotázs berendezés fejlesztése	126
2.3.3 Kombinált nukleáris-láterológ szonda kifejlesztése	128
2.3.4 Speciális geofizikai analizátor (SGA-1000)	130
3 FÖLDFIZIKAI KUTATÁS	135
3.1 A földmágneses tér vizsgálata	137
3.2 Geodinamikai vizsgálatok	145
3.3 Paleomágneses kutatás	149
3.3.1 Mágneses szuszceptibilitás-anizotrópia mérések és kiértékelésük	149
3.3.2 Villány: egy lépés a mezozoos látszólagos pólusvándorlási görbe meghatározása felé	152

3.3.3 Paleomágneses meghatározások a Kvarner-szigetokről	159
3.4 Geodéziai gravimetria	163
FÜGGELÉK	165
Mongóliai Nemzetközi Földtani Expedíció	165
Kubai Nemzetközi Földtani Expedíció	165
Könyvtári szolgálat; Kiadványok	166

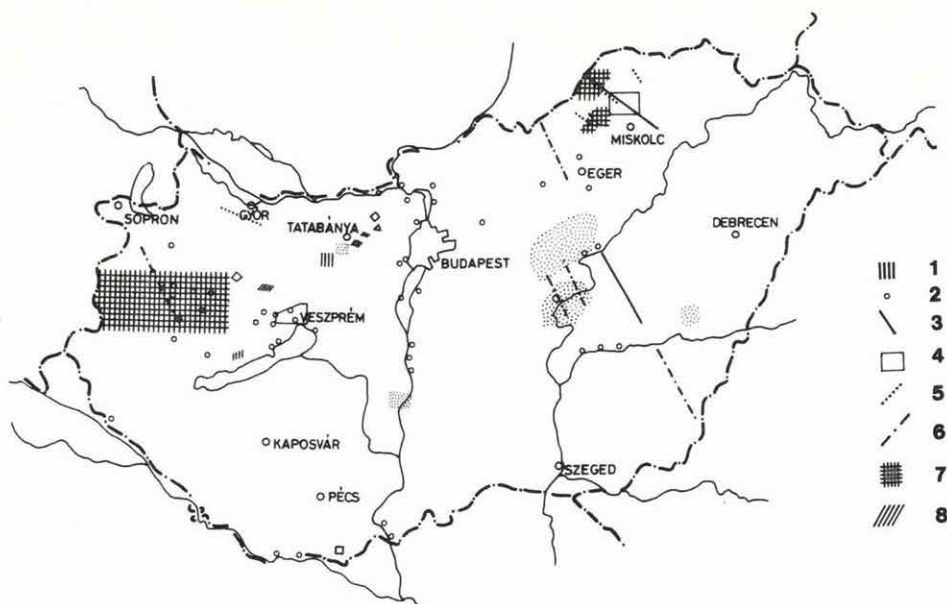
CONTENTS

1. GEOPHYSICAL PROSPECTING	169
2. METHODOLOGICAL AND INSTRUMENTAL RESEARCH	177
2.1 Seismic methodological and instrumental research	179
2.1.1 Investigation of the high-cut effect of near surface low-velocity layers in shallow prospecting with the VIBROSEIS® technique	179
2.1.2 Detail survey of an oil field by high-resolution pseudoacoustic sections	181
2.1.3 Compaction studies	183
2.1.4 Development of an interactive geophysical workstation	185
2.2 Geoelectric methodological and instrumental research	189
2.2.1 2-D numerical modeling for direct current resistivity problems	189
2.2.2 Transient electromagnetic scale modeling with a field device	190
2.2.3 The cross-hole radio wave absorption technique in bauxite prospecting	192
2.2.4 Shallow geoelectrical prospecting with electromagnetic conductivity measurement	194
2.2.5 Development of the field measurement control and data acquisition unit ISO-DEM	198
2.3 Well logging methodological research and apparatus design	201
2.3.1 Theoretical modeling of neutron fields	201
2.3.2 Development of the KD-80 (MOLE) logger	206
2.3.3 Development of a combined nuclear and focused resistivity sonde	206
2.3.4 Special geophysical analyser (SGA-1000)	207
3. EARTH PHYSICS RESEARCH	209
3.1 Investigation of the geomagnetic field	211
3.2 Geodynamic investigations	213
3.3 Palaeomagnetic studies	217
3.3.1 Magnetic susceptibility anisotropy measurements and their evaluation	217
3.3.2 Villány Hills: a step towards the definition of a Mesozoic apparent polar wander curve	218
3.3.3 Palaeomagnetic results from the Kvarner islands	221
3.4 Geodetic gravimetry	223
MISCELLANEOUS	225
International Geological Expedition in Mongolia	225
International Geological Expedition in Cuba	225
Library	226
Publications	226

СОДЕРЖАНИЕ

1	ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЕ РАБОТЫ	229
2	ИССЛЕДОВАНИЯ В ОБЛАСТИ РАЗРАБОТКИ МЕТОДОВ И АППАРАТУРЫ	239
2.1	Методика и аппаратура сейсморазведки	241
2.1.1	Исследование эффекта отсекаания сверху от рыхлого близповерхностного слоя при малоглубинной сейсморазведке с использованием вибраторов	241
2.1.2	Исследование межскважинного пространства с помощью трансформированных сейсмических разрезов высокой разрешающей способности	244
2.1.3	Компакционные исследования	247
2.1.4	Разработка интерактивной геофизической станции	249
2.2	Электроразведка	255
2.2.1	Двухмерное моделирование результатов измерений на постоянном токе	255
2.2.2	Физическое моделирование метода переходных процессов с полевым прибором	256
2.2.3	Радиоволновое просвечивание в поисках и разведке бокситов	259
2.2.4	Малоглубинная электроразведка способом измерения электромагнитной проводимости	261
2.2.5	Разработка устройства ИШОДЕМ для сбора, оперативного контроля и предварительной обработки полевых данных	266
2.3	Методические исследования и разработка аппаратуры по промысловой геофизике	269
2.3.1	Теоретическое моделирование нейтронных полей	269
2.3.2	Усовершенствование каротажной станции КД-80 (MOLE)	274
2.3.3	Разработка комбинированного скважинного прибора для бокового и гаммакаротажа	275
2.3.4	Специальный геофизический анализатор	276
3	ИССЛЕДОВАНИЯ В ОБЛАСТИ ФИЗИКИ ЗЕМЛИ	279
3.1	Изучение геомагнитного поля	281
3.2	Геодинамические исследования	283
3.3	Палеомагнитные измерения	289
3.3.1	Измерения анизотропии магнитной восприимчивости и их интерпретация	289
3.3.2	Шаг в сторону определения кривой кажущегося блуждания мезозойского полюса Вилланьских гор	290
3.3.3	Палеомагнитные определения по островам Кварнер	294
3.4	Геодезическая гравиметрия	297
	ДОПОЛНЕНИЕ	299
	Международная геологическая экспедиция в Монголии	299
	Международная геологическая экспедиция на Кубе	299
	Библиотека. Издания	300

1 FÖLDTANI KUTATÁS



1. ábra. Az ELGI 1987. évi terepi kutatásai

- 1 — ásványi nyersanyagok komplex kutatása;
- 2 — mérnökgeofizikai és vízföldtani kutatás;
- 3 — szeizmikus földkéreg- és litoszféra-kutatás;
- 4 — gravitációs mérés;
- 5 — szeizmikus kutatás;
- 6 — geoelektromos szelvénymenti mérés;
- 7 — geoelektromos területi mérés

Fig. 1. Field work of ELGI, 1987

- 1—integrated prospecting for minerals;
- 2—hydrogeological and civil engineering projects;
- 3—seismic crustal and lithospheric investigations;
- 4—gravity survey;
- 5—seismic survey;
- 6—geoelectric profiles;
- 7—geoelectric network

Рис. 1. Полевые работы ЭЛГИ за 1987 г.

- 1 — комплексные работы на полезные ископаемые
- 2 — инженерногеофизические и гидрогеологические изыскания
- 3 — сейсмическое исследование земной коры и литосферы
- 4 — гравиразведка
- 5 — сейсморазведка
- 6 — электроразведка в профильном варианте
- 7 — электроразведка в площадном варианте

1.1 REGIONÁLIS FÖLDTANI ÉS ÁSVÁNYI NYERSANYAGKUTATÁS A DUNÁNTÚLON

1.1.1 Komplex geofizikai kutatás a Dunántúli-középhegységben*

A Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet 1987-ben is jelentős munkát végzett a Dunántúli-középhegység területén. Igaz ez a megállapítás akár a munka volumenét, akár a nyersanyagkutatási eredményeket tekintjük. Az eredményesebb kutatás érdekében végzett módszerfejlesztésünkről a 2.1 és 2.2 fejezetben számolunk be.

Az elvégzett munka értéke 35 millió forint. Ennek 71,1%-át bauxitkutatásra, 17,5%-át barnaköszén-kutatásra, 11,4%-át regionális jellegű, illetve környezetvédelemhez és építésföldtanhoz kapcsolódó kutatásra fordítottuk. A pénzügyi fedezet 57,2%-át a KFH a földtani kutatási alapból biztosította, 42,8%-át pedig vállalati (Bauxitkutató V., Oroszlányi Szénbányák stb.) források adták.

A kutatási területeket az egyes alfejezetekben soroljuk fel. Bár külön program tartalmazza a bauxit-, a köszén- vagy a Balaton-felvidéki regionális kutatást, minden területen most is törekedtünk a komplex nyersanyagkutatásra. A geofizikai mérések tervezését és értelmezését úgy végezzük, hogy egy-egy területen a földtanilag lehetséges összes hasznosítható ásványi nyersanyagról információt kapjunk. Ez a komplex szemlélet feltétlenül szükséges az eocén köszénkutatás, illetve az eocén fedőjű bauxitok kutatása esetén (így természetesnek és sikeresnek kell tekintenünk a bauxitkutatás keretében tárgyalt bajnai, 10 méter vastagságú kőszén harántolt fúrás telepítését). A mérnökgeofizikai és környezetvédelmi, felszínközeli vizsgálatok, vagy a karsztvízhez kapcsolódó nagymélységű kutatások viszont speciális méréseket igényelnek, amelyeket elkülönítve, célorientáltan kell terveznünk.

Geofizikai előkészítés alapján 1987-ben 180 fúrást mélyítettek le a Dunántúli-középhegység területén. Ezek közül 175 fúrást (97,2%) a bauxitkutatás keretében, 5 fúrást (2,8%) pedig köszén felderítésére mélyítettek. A bauxit-előkutatási területeken összesen 47 fúrást készítettünk elő. Ebből 1 fúrás (Bn-160) harántolt 10 méter ipari kőszén, 2 fúrás harántolt „nem ipari” minőségű bauxitot (Gyermely, Kislőd), 7 pedig bauxitindikációt. A felderítő és részletes bauxitkutatásban méréseink eredményeit felhasználva 11 területen 128 fúrás mélyült le összesen 18 300 méter összhosszúságban. E fúrások közül 41 darab (32%) harántolt ipari minőségű bauxitot, hozzájárulva ezzel 15 új bauxitlencse felfedezéséhez. Az eocén köszénkutatás bajna-epöli területén 3 fúrás, a lencsehegyi területén 2 fúrás mélyült. A reflexiós mérések alapján kitűzött Kesztlőc-28 számú fúrás — 700 métert meghaladó mélységben — 12 méter vastag, igen jó minőségű eocén kőszén harántolt.

* Rezessy G., Szabadváry L.

a) Bauxit előkutatás*

A Magyar Állami Földtani Intézettel együttműködve folytattuk a Dunántúli-középhegységben és a Villányi-hegységben a Központi Földtani Hivatal által jóváhagyott és a Bauxitelőkutató Állandó Bizottsággal egyeztetett területi programoknak megfelelően a bauxit előkutatást.

A Gerecse-hegység DK-i előterének középső részén szén- és bauxitbányászat folyik, a csatlakozó területrészekben pedig a korábban befejezett előkutatás utáni felderítő fázisú kutatást végezzük. Az 1987-es előkutatási tevékenységünk így a peremterületekre irányult. Ezen területek bauxitperspektívája kisebb a már megkutatott területekénél, de az esetleges előfordulásnak a produktív területhez való csatolási lehetősége miatt az előkutatás feltétlen indokolt.

Északon a Bajna-szomori, délen az alsóörpusztai, nyugaton a felsőgallai területen végeztünk előkutatást (a területeket lásd az ELGI 1984. évi jelentése 2. ábráján). Az értelmezés és fúrástelepítés során törekedtünk azoknak a szerkezeti formáknak a felderítésére, amelyek egyaránt biztosíthaták az eocén kőszén és az eocén-, vagy oligocén fedőjú bauxit keletkezését és megvédését, mivel mindegyik területrészt egyaránt reménybeli mindkét nyersanyagra.

Az Északi-Bakonyban, a csehbányai területen négy, a pusztamiske-kislődi területen egy fúrás mélyült le geofizikai előkészítést követően. Ez utóbbi esetben kedvező kutatómódszertani eredménynek tartjuk, hogy Maxi-Probe elektromágneses szelvény alapján nemcsak a felső bauxitszintet, hanem a mészkő fedő és a mészkő fekvő között húzódó alsó szintet is sikerült jelezni. 1988-ban tovább dolgozunk mindkét területen.

A Bakony hegység Ny-i előterében, a diszeli területen az 1988-as előkutatás tervezéséhez a bauxitfedőben levő bazalttestek lehatárolásához mágneses méréseket végeztünk. A *tapolcaíi* területen különböző földtani felépítésű és mélységű részterületeken végeztünk, elsősorban módszertani kutatást. A Villányi-hegység előkutatási programjának megfelelően újabb részterület előkutatását végeztük el.

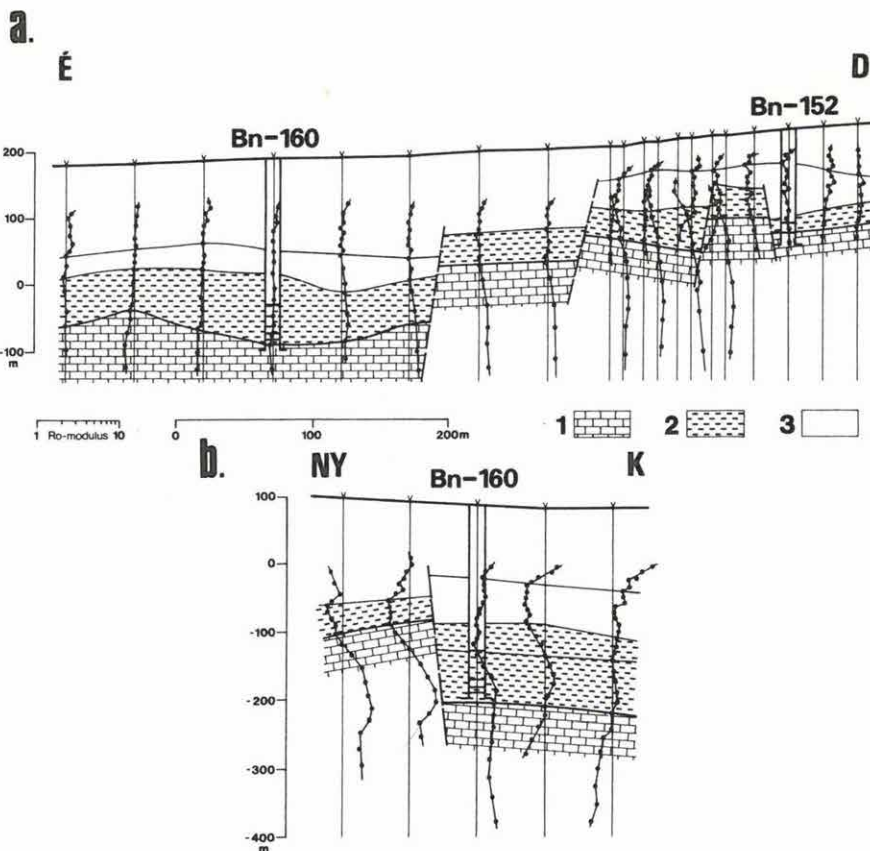
Az előkutatási feladatok közül három területet mutatunk be részletesebben.

Bajna-Epöl**

A terület előkutatását 1986-ban kezdtük gravitációs térképezéssel. A gravitációs Bouguer- és maradékanómia térképek elemzésével a medencealjzat feltételezett bemélyedései fölött Maxi-Probe elektromágneses szelvényeket mértünk. Az elektromágneses szelvényekre 10 fúrást telepítettünk. A fúrások mindegyike igazolta a medencealjzat feltételezett bemélyedését. A fúrások közül három harántolt eocén képződményt, és egy (Bn-160) 10 m vastag ipari minőségű barnakőszén. A 2. ábrán látható, hogy a barnakőszén harántolt fúrás egy olyan medencealjzat bemélyedésben található, amelyet D és Ny-felé egy-egy 100–150 m elvetési magasságú vető harántol. A gravitációs kép alapján ez a kis medence 0,6 km² kiterjedésű. A Maxi-Probe elektromágneses szelvények értelmezésénél – a korábbi tapasztalatokkal és a karotázs mérésekkel összhangban – feltételeztük, hogy az eocén képződmények és az oligocén összlet alján található homokos, homokkőves összlet fajlagos ellenállása közel azonos, így geoelektromos mérésekkel nem választható szét. A BN12X szelvény alapján a széntelepés összlet déli irányban történő eredeti települési kiékelődését tételezzük fel.

* Farkas I., Rezessy G.

** Vértessy L.



2. ábra. Maxi-Probe elektromágneses szelvény, Bajna-Epöl

a) BN12X É-D irányú szelvény

b) BN12AX Ny-K irányú szelvény

1 — felsőtriász mészkő és dolomit; 2 — eocén képződmények és oligocén homokkő; 3 — fiatalabb oligocén képződmények

Fig. 2. Maxi-Probe electromagnetic profile, area Bajna-Epöl

a) Profile BN12X, direction N-S

b) Profile BN12AX, direction E-W

1—Upper Triassic limestone and dolomite; 2—Eocene formations and Oligocene sandstone; 3—younger Oligocene formations

Рис. 2. Электромагнитный профиль Макси-Проб, Байна-Эпёль:

a) Меридиональный профиль BN12X,

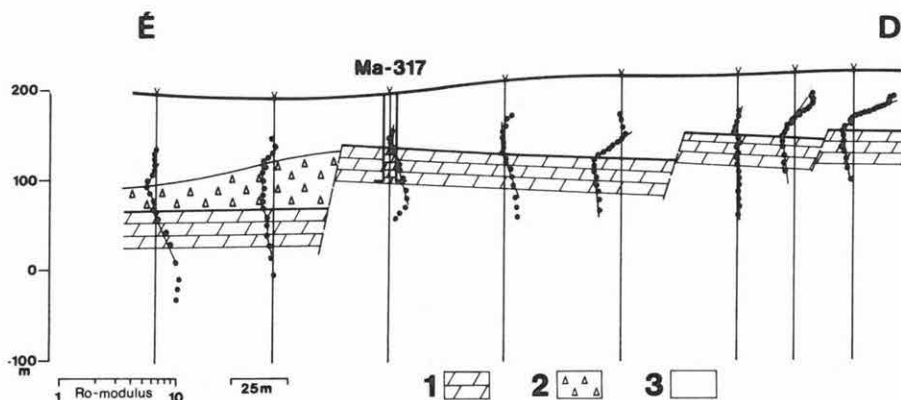
b) Широтный профиль BN12AX

1 — верхний триас, известняки и доломиты; 2 — эоценовые отложения и олигоценовые песчаники; 3 — отложения более высоких горизонтов олигоцена

A Máty I/A bányauzemtől délre található középsőtriász dolomit kibúvások környezetében 1987-ben indult a bauxit előkutatás. A terület kutatásához a szénbányászati részcélról is felmerült a kibúvások és a már ismert szénmedence közötti, mintegy 400 m széles zóna megismerésének igénye.

Tekintettel a terület tektonizáltságára a fúrásos kutatás geofizikai előkészítést igényelt. A medencealjzat szintjének nagymértékű változása nagy felbontóképességű módszer alkalmazását követelte meg. A feladat megoldására két elektromágneses szelvényt mértünk a kibúváról indítva. A ZSK6X (3. ábra) alapján több lépcsőből álló vetőrendszert határoztunk meg. A legszélesebb lépcsőn lemélyített Ma-317-es fúrás miocén rétegsor után 60 m-nél érte el a dolomitot. A fúrás igazolta a kismélyesű aljzat-lépcsők meglétét, eocén képződményeket azonban nem talált.

Az eredmények alapján, a szénkutatási programban többször szóba került sekély terület a további kutatásból kizárható.



3. ábra. Maxi-Probe elektromágneses szelvény. Alsóörpuszta

1 — középső triász dolomit; 2 — feltételezett áthalmozott dolomittörmelék (miocén); 3 — miocén összlet

Fig. 3. Maxi-Probe electromagnetic profile, area Alsóörpuszta

1—Middle Triassic dolomite; 2—redeposited dolomite clasts (Miocene); 3—Miocene formations

Рис. 3. Электромагнитный профиль Макси-Проб, Альшоёршпуста:

1 — средний триас, доломиты; 2 — предполагаемая толща, состоящая из перетолженных обломков доломитов (миоцен); 3 — миоценовые отложения

Tapolcafő*

A tapolcafői terület előkutatását az alsó- és felső bauxitszint fekvőképződményeinek (kréta ugodi mészkő illetve triász földolomit) jelenléte, és a bakonyjákói terület közelsége indokolja.

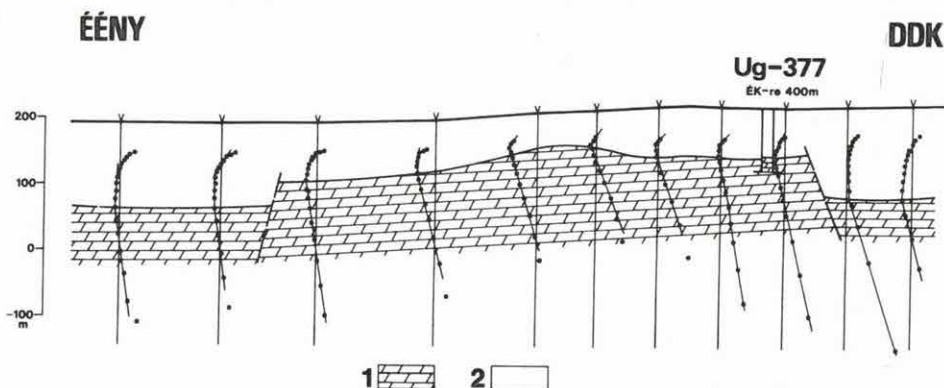
Az előzetes földtani információk alapján kutatási szempontból három földtani modellt különböztetünk meg:

* Kiss J.

- a felsőtriász dolomitot, mészkövet csak oligocén képződmények fedik;
- a felsőtriász képződmények fedője szenon márga, illetve mészkő, amelyek sokszor felszíni kibúvásként is ismertek, de többnyire oligocén és negyedidőszaki törmelékes üledékekkel vannak lefedve;
- a triász aljzat feletti felsőkréta összleteket eocén mészkő fedi.

Az előkutatási program 1986-ban hálózatosan lemerített transziens szelvényezéssel indult. A mérési eredmények alapján kijelöltük a bauxitra perspektivikus területre-szeket, és ezeken 1987-ben fúráselőkészítés céljából térképező geofizikai méréseket végeztünk.

A homokbödögei területre az első földtani modellhez sorolható. A transziens elektromágneses mérések az aljzatot 50–200 m mélységben mutatták ki. A potenciál-térképezés és a transziens, MFS szelvények alapján lemélyült UG-377 fúrás a tranziens adatokkal megegyezően 77 m-ben adta meg az aljzat mélységét (4. ábra).



4. ábra. Transziens elektromágneses szelvény, Tapolcafü
1 — felsőtriász dolomit; 2 — oligo-miocén fedőrétegek

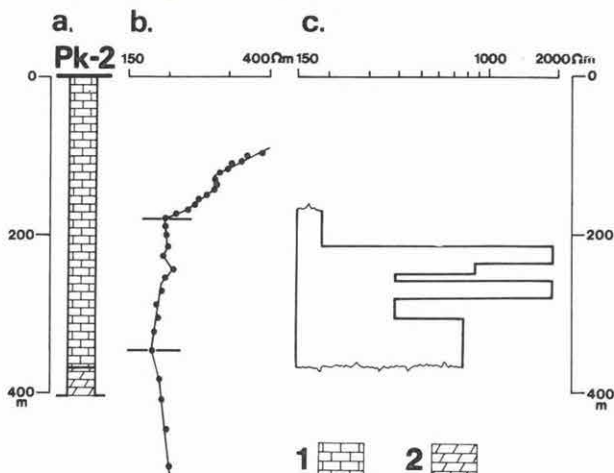
Fig. 4. Transient electromagnetic profile, area Tapolcafü
1—Upper Triassic dolomite; 2—Oligo-Miocene cover

Рис. 4. Электромагнитный профиль по данным МПП, Тапольцафё
1 — верхний триас, доломиты; 2 — перекрывающие отложения олигомиоцена

A második és harmadik modellnek megfelelő földtani felépítés esetén az előkutatás legfontosabb feladata a fedőképződmények alatti karbonátos kifejlődésű felsőkréta képződmények, mint potenciális bauxitfekű lehatárolása. Az ugodi mészkő és a polányi márga változatos települési viszonyai miatt ezt a feladatot a térképező geofizikai módszerekkel lehet a legkisebb költségfordítással megoldani.

Az Attyapuszta környékén elvégzett transziens és Maxi-Probe mérések az ugodi mészkő alatti triász aljzatot nagy mélységben (350 m) mutatták ki, amit a triász rög tetején lemélyült Pk-2 fúrás igazolt. Az MFS mérések a bauxitszint mélységének jelzése mellett felhívták a figyelmet a kréta összlet mélység szerinti változó kifejlődésére (5. ábra). A kréta ugodi mészkő alsó, 150 méter vastagságú összletének ellenállása megnő (lásd a karotázs ellenállás szelvényt), és a mészkőön belül törmelékes, márgás padok jelennek meg. Ezek, a környezetükhöz képest jól vezető rétegek, egyaránt megtalálhatók az MFS és karotázs ellenállás görbén.

Az ugori mészkő felszínét VLF térképezéssel, sekély- és mérnökgeofizikai szondázásokkal kutattuk. A mérési eredmények alapján bauxitot nem sikerült kimutatni, bár az egyik ponton a természetes gamma értékek egy 1 m vastagságú bauxitos agyagot jeleztek.



5. ábra. A Pápakovácsi-2 fúráson mért Maxi-Probe frekvencia-szondázás (MFS)

a) Fúrási rétegsor

b) MFS mélység-látszólagos ellenállás görbe

c) Átlagolt karotázs ellenállásszelvény 170 és 370 m között

1 — felsőkréta ugori mészkő; 2 — felsőtriász dolomit

Fig. 5. Maxi-Probe frequency sounding at borehole Pápakovácsi-2

a) Lithologic column

b) Sounding curve: depth versus apparent resistivity

c) Averaged resistivity log between 170 and 370 m

1—Upper Cretaceous Ugod limestone; 2—Upper Triassic dolomite

Рис. 5. Частотное зондирование Макси-Проб по скважине Папаковачи-2:

a) Разрез по скважине

b) Кривая глубина — кажущееся сопротивление по данным зондирования

c) Усредненная кривая сопротивлений по каротажу интервала 170–370 м

1 — верхний мел, угорский известняк; 2 — верхний триас, доломиты

b) Felderítő- és részletes fázisú bauxitgeofizikai kutatás*

1987. folyamán a következő körzetekben végeztünk felderítő és részletes fázisú bauxitgeofizikai kutatást:

— Nyírád körzete: Sástó, Nyírespuszta;

— Farkasgyepű körzete: Hubertlak, Iharkút-nyugat, Bakonyjákó—Farkasgyepű, Pápavár—Gáthegey, Bakonyjákói hátság;

* Rezessy G., Tóth Cs.

- Bakonyoszlop körzete: Fenyőfő-dél sekély terület, Bakonyoszlop-nyugat sekély terület, Bakonyoszlop-délnyugat (Gézaháza-dél), Csetény-északnyugat;
- Nagyegeyháza körzete: Csákánypusztá-kelet (Szár), a Zuppa hegycsoport (Vázsonypusztá), Somlyóvár-nyugat—Tükrőspusztá.

Megbízónk ebben az évben is a Bauxitkutató Vállalat volt. Kutatásunk szorosan kapcsolódik a felsorolt négy körzetben dolgozó BKV fúrócsoport munkájához. Legsikeresebbnek a Bakonyoszlop és Csetény környéki kutatást tekintjük. Itt jelentős a Csetény—I telep jó minőségű bauxitvagyon, de e mellett külön is meg kívánjuk említeni a súri aljzat-kiemelkedés északnyugati előterében mélyült fúrásokat (Sr—66, —69, —71, —74), amelyek 200—350 méteres mélységben ipari minőségű bauxitot harántoltak. A geofizikai adatok arra utalnak, hogy ezekkel a fúrásokkal önálló bauxitlencsét fedeztek fel. Úgy tűnik, hogy a geofizikai kutatási módszertan — ami gravitációs előkészítés alapján tervezett Maxi-Probe frekvenciaszondázásokból áll — az adott földtani modellen eredményesen alkalmazható. A terület geofizikai továbbkutatása 1988. évi kiemelt feladatunk.

Az 1987. évi kutatások nagy részét a 60 méternél sekélyebb medencék területén végeztük. A külfejtéssel kitermelhető bauxitvagyon jelentőségének megfelelően két új módszer alkalmazásával bővítettük a geofizikai mérések eszköztárát. A mérnökgeofizikai szondázásokkal (ELGI 1985. évi jelentése, 98 old.) már a bauxitos összetétel közvetlen kimutatása vált lehetővé.

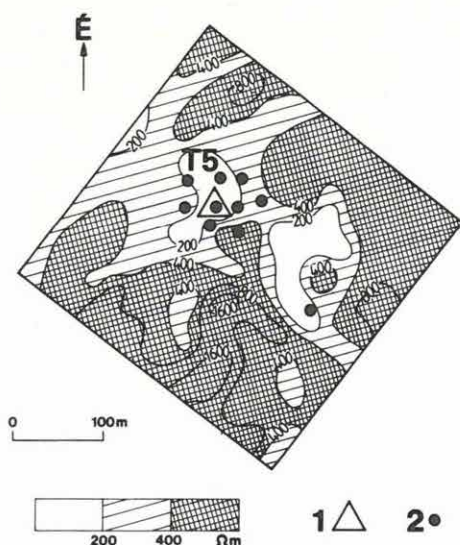
Műszaki-tudományos együttműködés keretében az Osztrák Szövetségi Földtani Hivatal szakemberei DIGHEM-II. típusú berendezésükkel helikopteres elektromágneses méréseket végeztek a Gerecse hegységben (Somlyóvár és Szár) és a Bakonyban (Csesznek-dél). A mérések feldolgozása és előzetes értelmezése megtörtént, a kimutatott anomáliákat felszíni mérésekkel, fúrásokkal 1988-ban ellenőriztük. A szári terület eddigi elemzése igazolja előzetes számításainkat: a módszer kutatási mélysége a felszíntől 60–80 méter mélységig terjed tipikus hazai bauxitmodelljeinknél. Azt is figyelembe véve, hogy a 40 km² terület felméréséhez 26 óra repülési időre volt szükség, a légi elektromágneses mérések kiterjedtebb alkalmazását indokoltnak tartjuk. A légi módszerekkel bővített módszeregyüttessel a reménybeli sekély bauxiterületek megkutatását időben jelentősen csökkenteni lehetne.

*Fenyőfő dél sekélyterület**

A fenyőfői bauxitelfordulás egy része kismélységű, felszínről fejthető bauxitlencséből áll. 1987. évi feladatunk az előfordulás tágabb környezetének kutatása volt. A földtani modell az előkutatás során mélyült fúrásokból vázlatosan ismert. Ezek szerint a kréta bauxit a terület legnagyobb részén kis mélységben (max. 100 m-ben) található. Feküje triász időszaki dolomit vagy mészkő, fedője oligocén korú homokos, agyagos összlet, vagy középsőeocén korú mészkő.

Az 1987. évi geofizikai kutatás első fázisát dachsteini mészkő kibúvások közötti, 25 × 25 méteres hálózattal, VLF térképezés képezte. Előzetes ismereteink szerint a feltételezett bauxitcsapdák mindegyike „megfogható” az ilyen sűrű mintavételezésű térképezéssel. A rádióhullámú (VLF) mérésből kapott látszólagos ellenállás-térkép (6. ábra) jelez egy ellenállás-minimumot, amelyen mindaddig mélyfúrás nem mélyült. Értelmezésünk szerint a dachsteini mészkő itt egy potenciális bauxittároló töbröt alkot. A mészkő-töbröt kitöltő anyag minősítésére mérnökgeofizikai szondázást

* Antalné Bodrogi M.



6. ábra. VLF ellenállástérkép a Fenyőfő-Dél területen

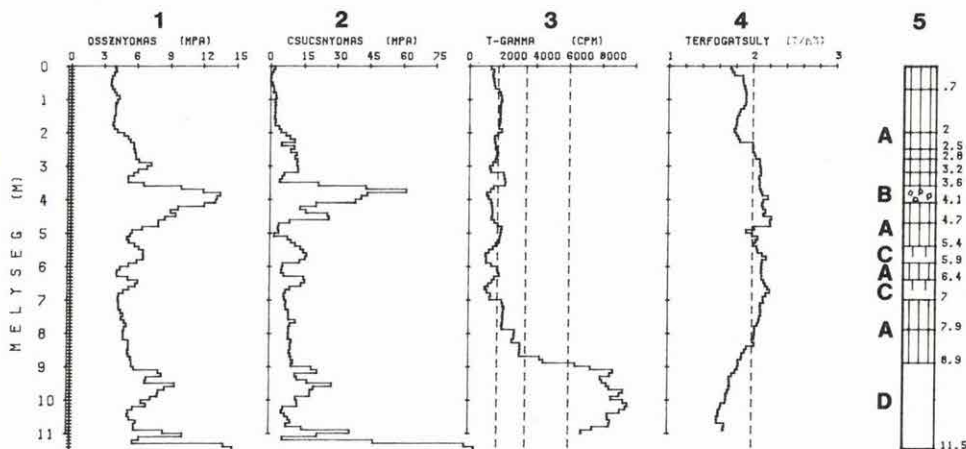
1 — javasolt fúráspon; 2 — ipari értékű bauxitot harántolt fúrás

Fig. 6. VLF resistivity map, area Fenyőfő-South

1—suggested exploratory borehole; 2—borehole penetrating bauxite of industrial value

Рис. 6. Карта сопротивлений ОНЧ по участку Феньёфё-юг

1 — проектная скважина; 2 — скважина, вскрывшая кондиционные бокситы



7. ábra. Mérnökgeofizikai szondázás a T-5 tervponton (Bakonyszentlászló-122)

1 — össznyomás (MPa); 2 — csúcsnyomás (MPa); 3 — természetes gamma aktivitás (cpm); 4 — térfogatsúly (t/m³); 5 — litológiai oszlop: A — vízzáró agyagos összlet, B — kavicsos összlet, C — homokos összlet, D — bauxit

Fig. 7. Penetration sounding at suggested exploratory borehole T-5 (Bakonyszentlászló-122)

1—hydraulic pressure (MPa); 2—cone pressure (MPa); 3—gamma-ray activity (cpm); 4—density (t/m³); 5—lithological column: A—water-sealing clays, B—gravel, C—sand, D—bauxite

Рис. 7. Инженерно-геофизическое зондирование на проектном пункте Т-5 (скважина Баконьсентласло-122)

1 — суммарная нагрузка (Мпа); 2 — нагрузка на острие прибора (Мпа); 3 — естественная гамма-активность (имп/мин); 4 — объемный вес (т/м³); 5 — литологическая колонка: А — водоупорные глины, В — галечники, С — пески, D — бокситы

kezdeményeztünk. Három paramétert — csúcsnyomást, össznyomást, és természetes gamma aktivitást — mértünk, melyek közül a természetes gamma aktivitás ugrás-szerű növekedése a nyomásgörbék enyhébb kitérésével együtt jelzi a bauxitot. A T—5 tervponton mért mérnökgeofizikai szondázás eredményét a 7. ábrán mutatjuk be. Ezen 8 és 9 méter között figyelhető meg a bauxitra jellemző görbe-konfiguráció. Ezért javasoltuk fúrás mélyítését, amely Bsz1–122 számmal meg is valósult. A fúrás — a geofizikai kutatás eredményét igazolva — oligocén összlet alatt, 8,7 métertől 21,3 méterig bauxitos összletet harántolt. A mérnökgeofizikai szondázással kapcsolatban szólni kell annak jelenlegi korlátairól. Behatoló képessége a harántolt összletek keménységétől függően nagyon változó, de a 30–40 métert nem haladja meg. Jelen fúrás 8,7 métertől 21,3 méterig harántolt bauxitos összletet és 37,7 méterben állt le. A mérnökgeofizikai szondázás behatolása csak 11,5 méter volt, így csak a bauxitos összlet felső határát tudtuk jelezni.

Eddigi tapasztalataink szerint a felszínközeli bauxitkutatásban — kedvező telepmodellek esetén — mérnökgeofizikai szondázással jelentősen csökkenthető a kutatás összes költsége, valamint javítható a produktív fúrások aránya.

*Szár–Csákánypuszta**

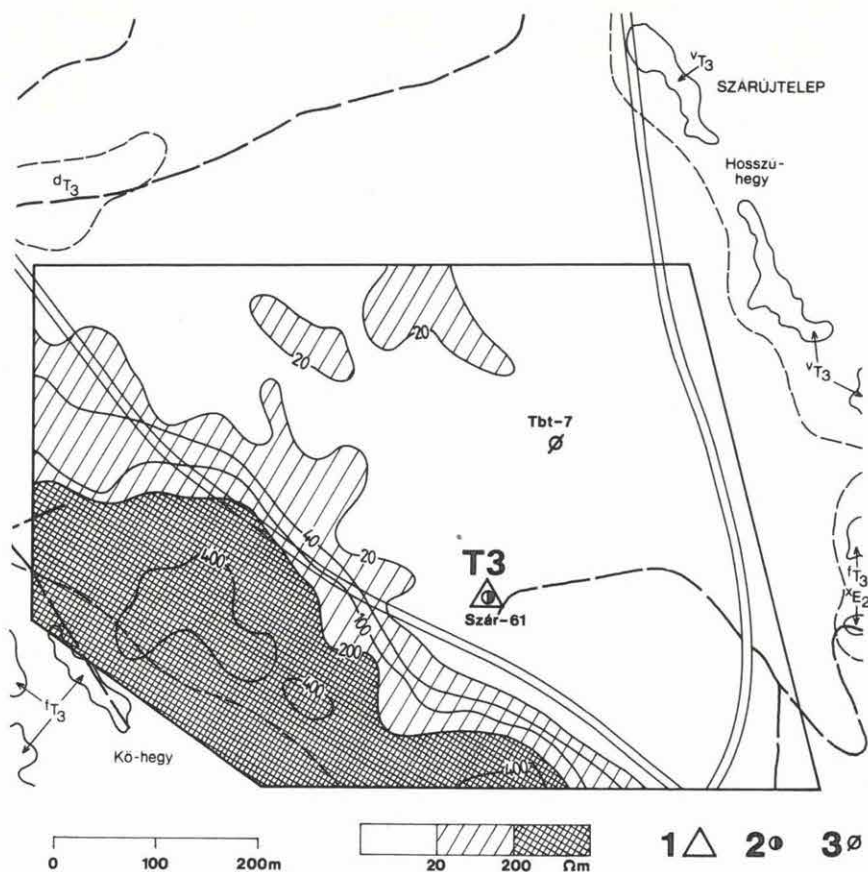
Szárliget falutól DNy-ra, a Kőhegy és a Hosszúhegy felsőtriász korú dolomit tömbjei közt húzódó, ÉÉNy–DDK-i csapású, ÉÉNy-felé táguló és mélyülő medencében VLF méréseket végeztünk (8. ábra). A VLF Q_a látszólagos ellenállás térkép alapján a meddő Tbt–7 fúrástól D-re jelöltük ki a T3 tervpontot, amely Szár–61 néven mélyült le. A fúrás 25 és 35 m között ipari minőségű bauxitot harántolt miocén és oligocén fedőképződmények alatt.

Ettől a területrésztől É-ra, a Tatabánya–Nagyegyháza közti műút vonaláig — a nagyobb aljzatmélység miatt — PM mérésekkel kutattuk a triász időszaki aljzatot (9. ábra). Az 1982-ben lemélyített Szt–9-es meddő fúrástól ÉNy-ra 150 méterre levő nagy vezetőképességű helyre jelöltük ki a T14 számú tervpontot. Az ezen a helyen lemélyített Szár–63 fúrás 137,5 és 147,5 m között — középső eocén mészkő alatt — harántolt bauxitos összletet, amelyből 6 m vastag összlet első osztályúnak minősült. A fúrás igazolta a térség előkutatása során megfogalmazott gondolatot: a nagyegyházai és a tatabányai szénmedence közötti ösföldrajzi egység bauxitra perspektivikus. A terület előkutatását 1988-ban gyorsított ütemben folytatjuk.

c) Eocén barnakőszén kutatás

Az eocén barnakőszén előkutatási program keretében folytattuk az Oroszlányi Szénbányák érdekeltségi területén a Mór-észak medenceperem (Bokod–II — Márkushegy), illetve a Dorogi Szénbányák hosszútávú ellátására a Bajna–Epöl terület geofizikai kutatását. A gravitációs előkészítés (ELGI, 1986. évi jelentése, 17–18. oldal) után Mór mellett szeizmikus reflexiós méréseket végeztünk. A Bajna–epöli területen korábban szintén elvégeztük a gravitációs térképezést (ELGI 1986. évi jelentése 16–17. oldal). A gravitációs maradék-anómália térképek alapján tervezett 1987. évi szeizmikus refrakciós és geoelektromos mérések szolgáltatják az információt a kutatófúrások tervezéséhez. Az Epöl–Sárisáp közötti területen folytattuk a 100×100 méteres hálózatos gravitációs méréseket. Részletesebben az Oroszlányi Szénbányák részére végzett, bányatervezési fázisban levő kutatási feladatot ismertetjük.

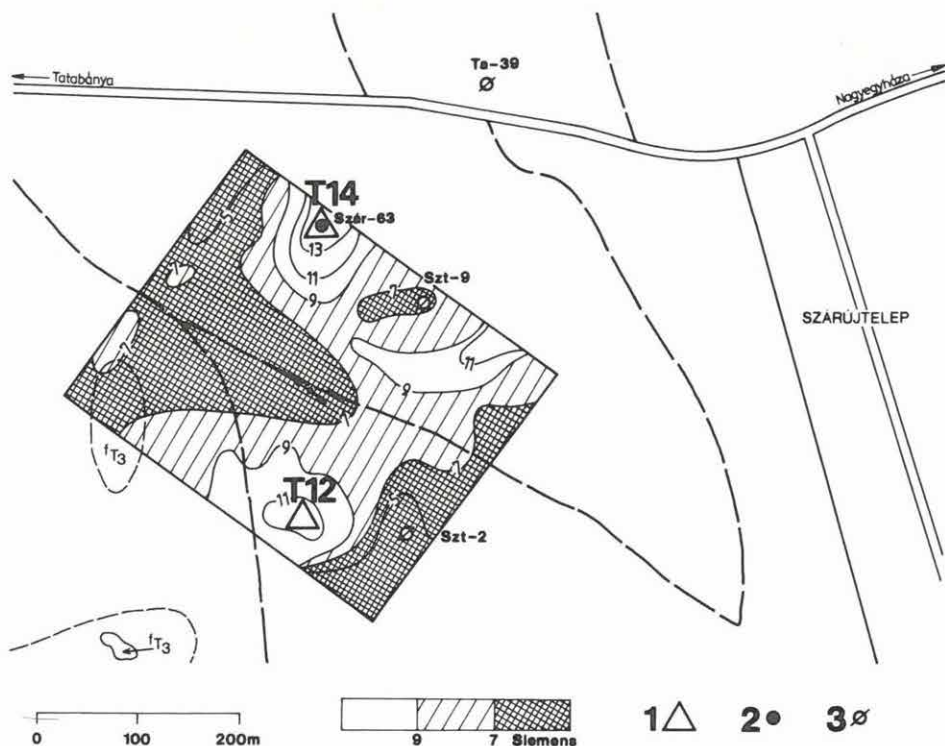
* Szilasi Gy.



8. ábra. VLF ellenállástérkép a Szár-Csákványpuszta területen
1 — javasolt fúráspon; 2 — ipari bauxitot harántolt fúrás; 3 — meddő fúrás

Fig. 8. VLF resistivity map, area Szár-Csákványpuszta
1—suggested borehole site; 2—borehole penetrating bauxite of industrial value; 3—borehole without bauxite

Рис. 8. Карта сопротивлений ОНЧ по участку Сар-Чаканьпуста
1 — проектная скважина; 2 — скважина, вскрывшая кондиционные бокситы; 3 — пустая скважина



9. ábra. Potenciáltérképezésből számolt vezetőképesség térkép a Szár-Csákváspusztá területén

1 — javasolt fúrás; 2 — I-II. osztályú bauxitot harántolt fúrás; 3 — meddő fúrás

Fig. 9. Conductivity map derived from Potential Mapping, area Szár-Csákváspusztá
1—suggested borehole site; 2—borehole penetrating bauxite of I-II class; 3—borehole without bauxite

Рис. 9. Карта проводимости, рассчитанная по данным съемки методом потенциалов, по участку Сар-Чаканьпуста

1 — проектная скважина; 2 — скважина, вскрывшая бокситы I и II классов; 3 — пустая скважина

Bokod-II — Márkushegy mezőcsatlósi terület*

A reflexió szeizmikus méréseket a Bokod-II és a márkushegyi szénmező összekapcsolására tervezett, már kihajtás alatt levő mezőcsatló vágatpár nyomvonal mentén végeztük. A DNy-ÉK irányú reflexiók vonalak közül a Mer-6/87

* Gombár L., Halász Gy. (Oroszlányi Szénbányák), Laszlovsky E.

10. ábra. A Bokod-II-Márkushegy mezőcsatolási területen végzett szeizmikus reflexiós mérések helyszínrajza

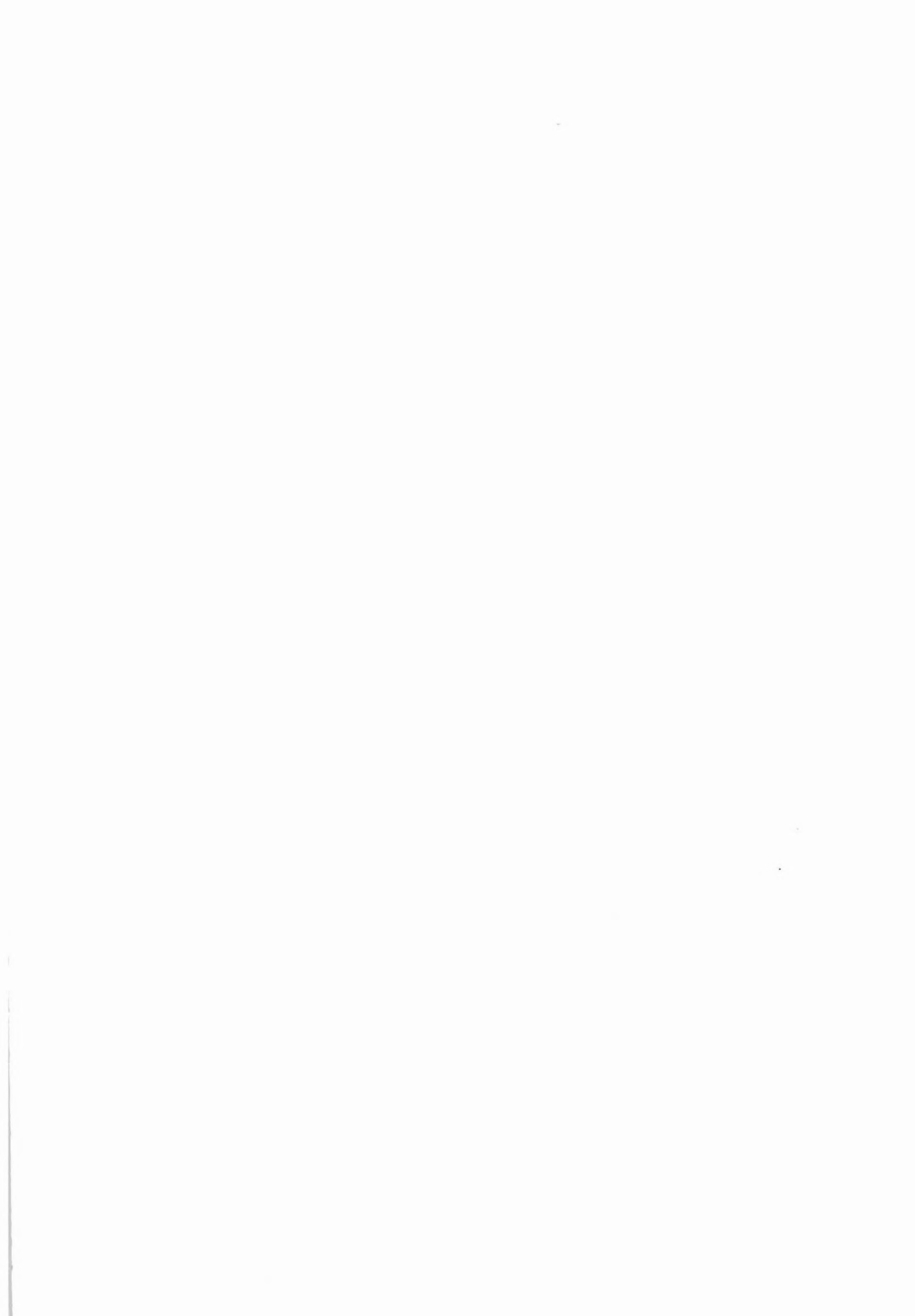
1 — meddő fúrás; 2 — nem műre való telepet harántolt fúrás; 3 — műrevaló szénteletet harántolt fúrás; 4 — szeizmikus mérés nyomvonala; 5 — lefejtett terület; 6 — bokodi határvető

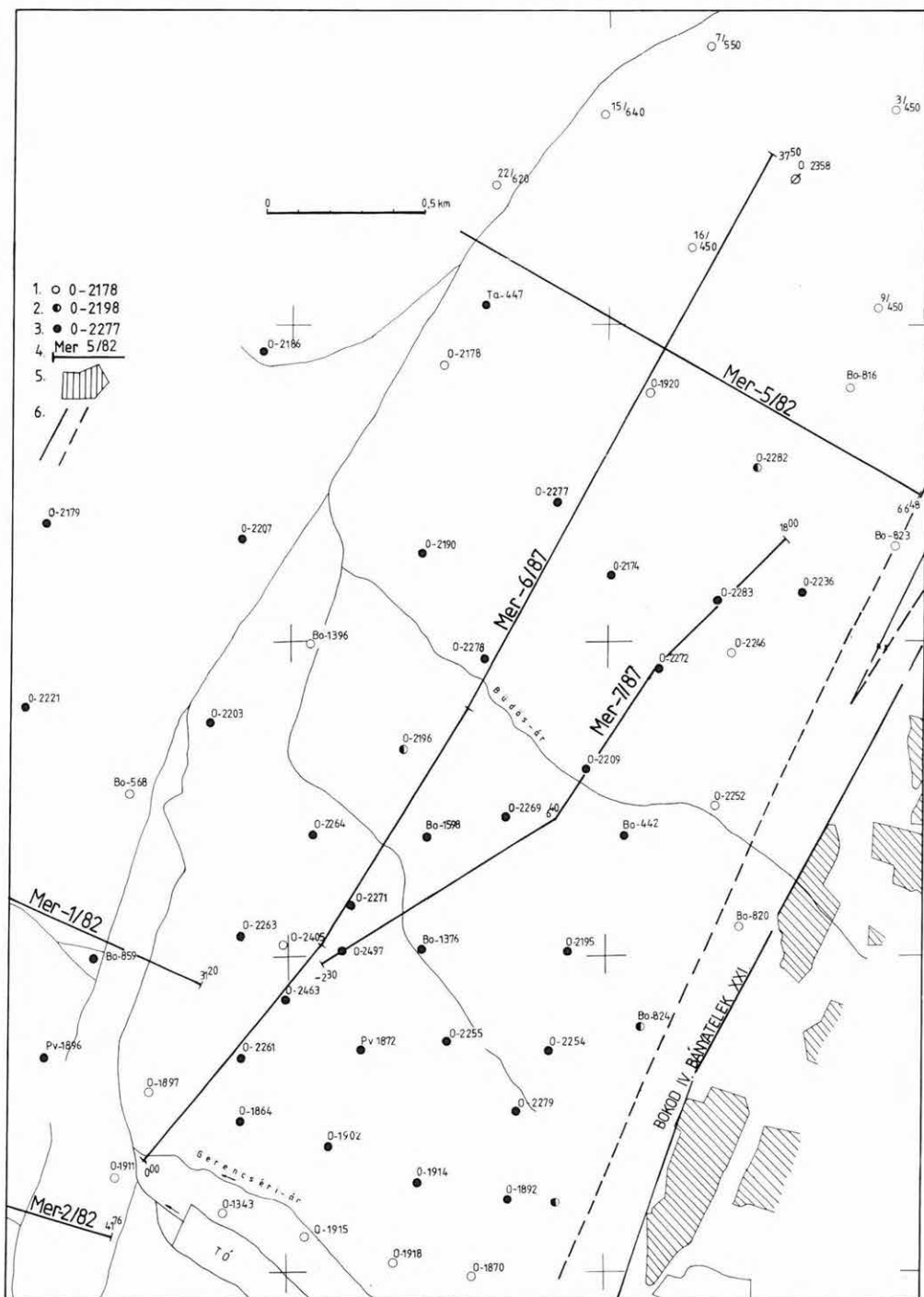
Fig. 10. Location map of seismic reflection survey for studying the possibility of joining the coal fields of Bokod-II and Márkushegy

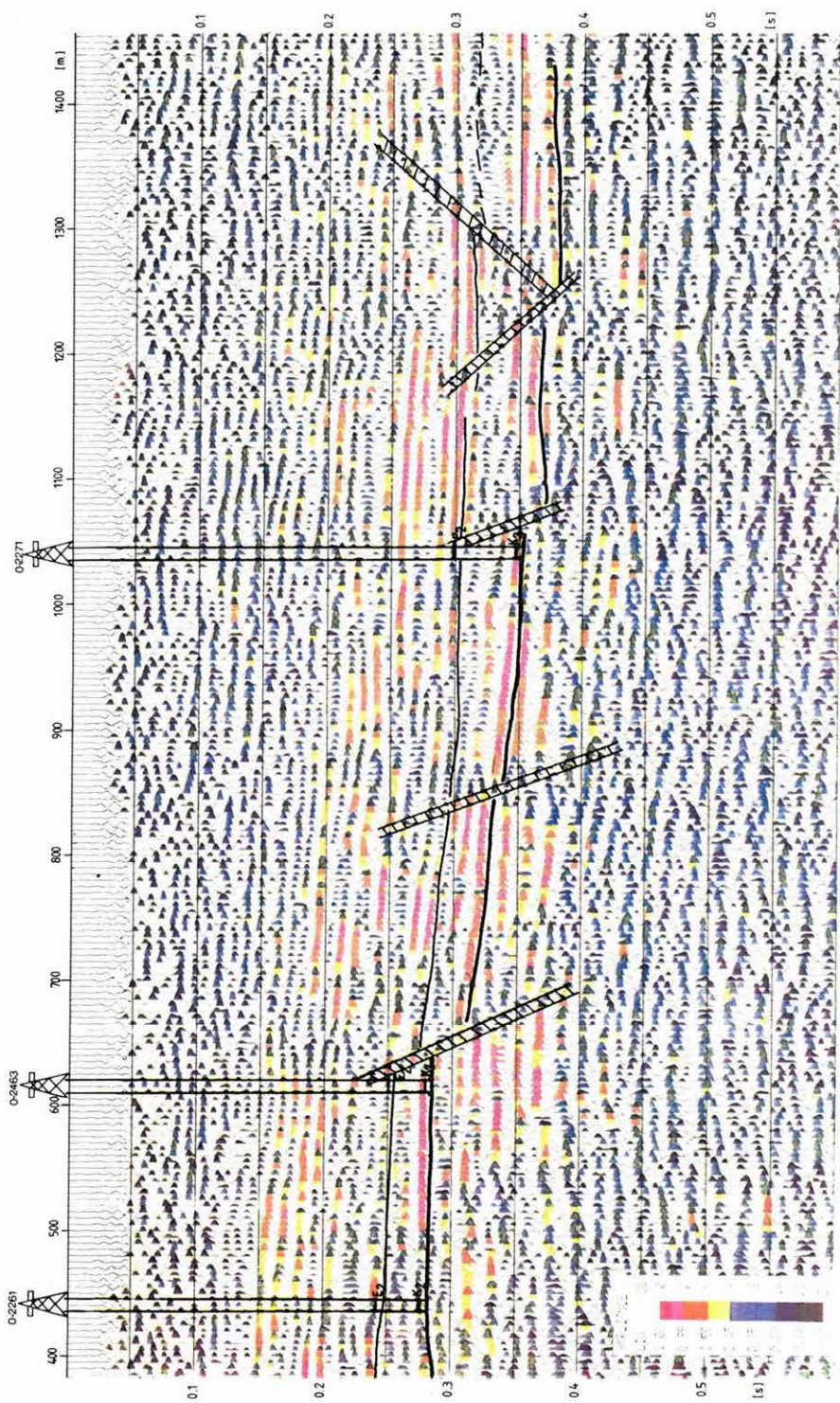
1—borehole without coal; 2—borehole penetrating coal of non industrial value; 3—borehole penetrating coal seams of industrial value; 4—seismic line; 5—exploited area; 6—Bokod boundary fault

Рис. 10. План ситуации сейсморазведки МОВ по участку, подвешенному к месторождению Бокод II-Маркушхедь

1 — пустая скважина; 2 — скважина, вскрывшая некондиционную залежь; 3 — скважина, вскрывшая кондиционную угольную залежь; 4 — профиль сейсморазведки; 5 — отработанная площадь; 6 — Бокодский граничный разлом



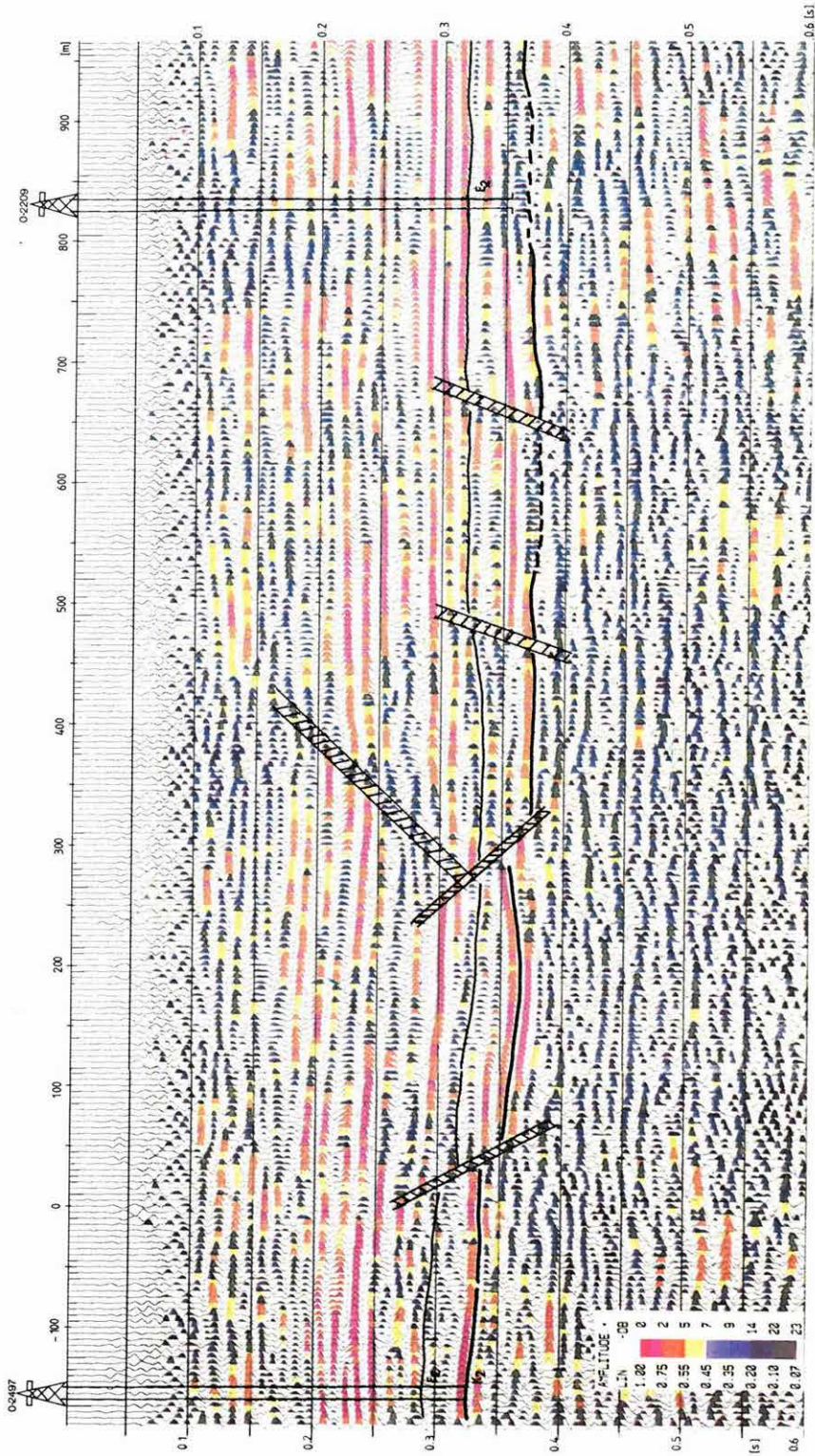




11. ábra. A Mer-6/87 migrált időszelvény egy szakasza

Fig. 11. Part of migrated time section Mer-6/87

Рис. 11. Фрагмент мигрированного временного разреза Мер-6/87



12. ábra. A Mer-7/87 migrált időszelvény egy szakasza

Fig. 12. Part of migrated time section Mer-7/87

Рис. 12. Фрагмент мигрированного временного разреза Mer-7/87

vonalat közvetlenül a tervezett vágatpár mentén robbantásos rengéskeltéssel, míg a Mer-7/87-et vibroszeiz módszerrel, a Mer-6/87-től K-re mértük (10. ábra). A kutatás feladata a széntelepes összletet magába foglaló, 20–70 m vastag, eocén korú képződmények fúrások közötti követése, a széntelepes összletet harántoló törések, illetve zavarzónak helyének kijelölése, valamint az elmozdulások méreteinek meghatározása a tervezett vágatpár környezetében.

A terítési-, felvételezési- és forrás-paramétereket — a kutatás céljainak megfelelő vertikális és horizontális felbontást biztosító — 40–160 Hz-es frekvenciatartomány gerjesztésére és észlelésére optimalizáltuk (48-csatornás középlövéses észlelési rendszer, 10 m-es geofonbázisköz (40 Hz-es geofon), 12-szeres fedés, 1 ms-os mintavétel, 0,3 kg-os töltetsúly, illetve 30–170 Hz-es frekvenciatartományt átfogó súlyozott összetett vibrojel).

A földtani értelmezést az $M = 1:2000$ méretarányú, amplitudó szerint színezett migrált időszelvényen készítettük el. A 11. ábrán a Mer-6/87, a 12. ábrán a Mer-7/87 egy-egy szakasza látható. A robbantásos rengéskeltéssel készült Mer-6/87 szelvény frekvenciatartalma valamivel gazdagabb nagyfrekvenciás komponensekben, azonban jel/zaj viszonya gyengébb, mint a vibroszeiz módszerrel készült szelvényé.

A terület földtani felépítését röviden ismertetve világossá válik a feladat nehézsége. A harmadidőszaki medence aljátát turritileszes márga (Pénzeskúti Márga Formáció) alkotja. Ennek denudációs felszínére települtek az eocén korú képződmények. Az eocén összlet felszíne szintén denudációs felület. Helyenként a telepes összlet fedője is lepusztult. Gyakorlatilag egyik rétegtani határ sem olyan szeizmikus vezérszint, amely — akusztikus paramétereit tekintve — kiemelkedő reflexiós határfelület lehetne. A területen előzetesen végzett akusztikus karotázs mérések adataiból az oligocén összletben 2500–2800 m/s sebességtételek a jellemzőek, de hasonló a hullámsebesség az eocén képződményeken belül a fedő és fekvő márgákban, agyagokban is. A telepes összletben 1200–1700 m/s sebességeket mértek. A turritileszes márgát 2800–3200 m/s-os sebesség jellemzi.

A kréta-eocén képződmények határfelületéről többnyire a környezetéhez képest nagyobb energiájú és valamivel kisebb frekvenciás reflexiós beérkezések észlelhetők. Helyenként a határfelület követését segítheti a denudáció jegyeinek felismerése (diszkordancia, vetővel nem értelmezhető szintelvégződések). Az eocén-oligocén határ még kevésbé jellemezhető frekvenciafékbeli vagy energiaszint változásokkal. A lepusztulási folyamat nyomai itt kevésbé felismerhetők, mint a kréta-eocén határ esetében. Ezért az eocén-oligocén határ követésénél nagymértékben kellett támaszkodnunk a fúrások mélységadataira. Azonban a fúrások rétegsorának időadatokra történő átszámítása csak a méréssel szemben támasztott pontosságú és felbontású sebességfüggvénnyel végezhető el. Így csak az O-2497 fúrásban lemért, 10 m-es mélységközű, VSP mérés első beérkezéseiből számított sebességfüggvény alkalmazásával vált megbízhatóvá az eocén-oligocén határ kijelölése.

A VSP mérés adatai alapján az eocén korú összlet felszínéig érvényes átlagsebesség 2580 m/s, a kréta képződmények felszínéig 2500 m/s. A fúrás által harántolt, mindössze 10 m vastag telepes összlet sebességinverziót eredményez. A viszonylag vékony telepes összlet minőségi és vastagságbeli változásai jellemzően befolyásolhatják a kréta összlet felszínéig érvényes átlagsebesség változásait és így a mélység-számítás pontosságát is.

A szelvények a bokodi mélyzónát DK-ről lehatároló, 100–150 m elvetési magasságú határvető levetett szárnyának csapásirányú szerkezeti képét mutatják.

A DNY-i részen több kisebb vető ill. zavarzóna ismerhető fel a szelvényszakaszon. Az eocén összletet is harántoló vetők maximális elvetési magassága a kréta összletben nagyobb, míg a fiatalabb képződményekben fokozatosan csökken, s csak a horizontok dőléseinek megváltozása, a folytonosság gyengülése jelzi helyüket. A Mer-6/87 szelvényen az O-2463 fúrás közelében jelölt vető elvetési magasságát 25 m-re prognosztizáltuk. A vágathajtás itt egy 18 m-es elvetési magasságú vetőt tárt fel. A szerkezeti elemek a két szelvényen egymásnak megfeleltethetők. A szelvények alapján a területsávra megadott szerkezeti kép megbízhatóságát a vágathajtás további eredményei alapján lehet majd megítélni.

*d) A Balaton-felvidék geofizikai kutatása**

A részterületenként eltérő földtani-geofizikai modellhez, a földtani térképezés konkrét feladatahoz igazodva 1987. folyamán

- gravitációs hálózatsűrítést végeztünk a Veszprém-Csajág-Berhida-Öskü közötti területen, a csatlakozó területekhez hasonlóan 12 állomás/km² pontsűrűséggel, valamint
- a geoelektromos VLF, VES, tranziens és frekvenciaszondázási módszerekből választott alkalmas kombinációval helyi problémákat oldottunk meg Balatonfüred, Hidegkút, Mencshely, Balatoncsicsó, Nemesvámos és Balatonarács környékén. Földmágneses mérésekkel a Balatonfelvidéki vulkanizmussal kapcsolatban felvetődött kérdésekre kerestük a választ (Szentgyörgy-hegy és Mencshely környéke).

Ezek közül két kiragadott példán keresztül illusztráljuk az eredményeket.

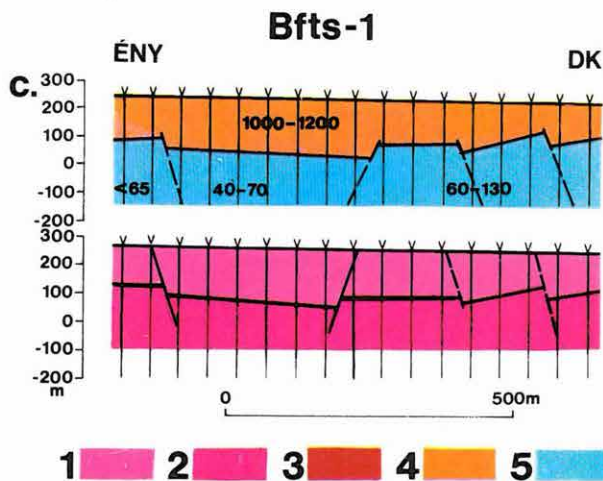
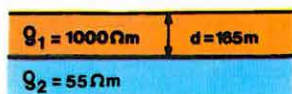
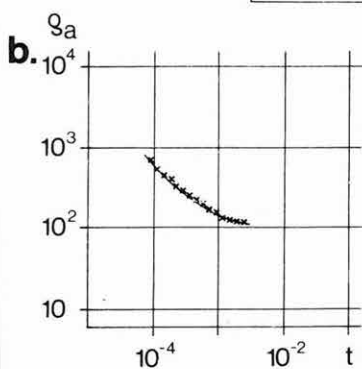
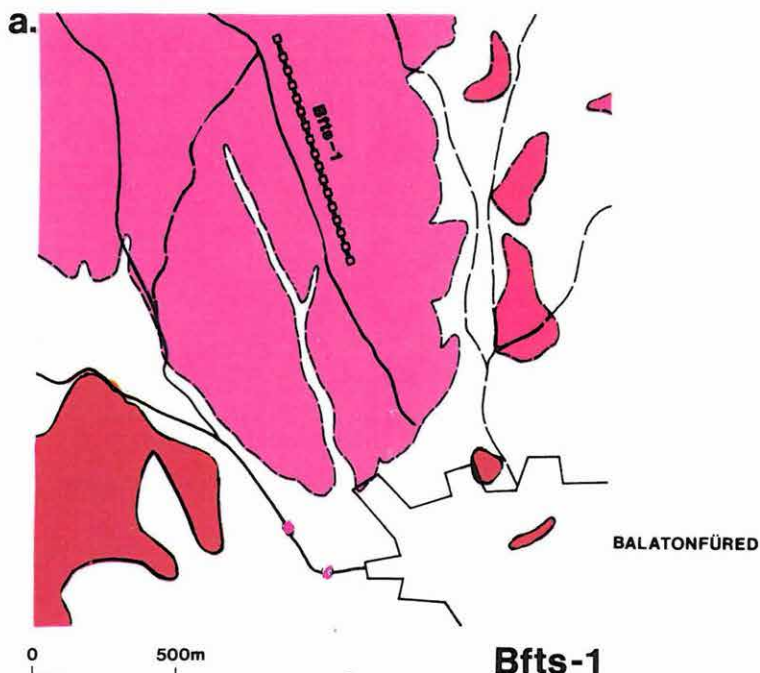
Balatonfüred — Nagymező

A Balaton-felvidéken gyakori, hogy a felszíni, viszonylag vékony (100–170 m), nagy fajlagos ellenállású fedőösszlet (mészkö, dolomit) alatt tektonikai sík mentén érintkezve jó vezetőképeségű képződmények (homokkő, márga) találhatók. Szelvénymenti elektromágneses mérések segítségével a nagyellenállású kőzetösszlet vastagságának változásai megadhatók. A különböző kifejlődésű kőzettestek elkülönítése vízföldtani szempontból is nagy jelentőségű, hiszen vízzáró és vízvezető képződmények határfelülete mutatható ki ily módon.

A mérési területen (13/a ábra) a felszínen a nóri Fődolomit Formáció ÉNy-felé dőlő rétegei észlelhetők, ezek fekképződményeként karni márgát (a Veszprémi Márga Formáció egyik tagját) tételezzük fel. A térképező geológusok információt vártak a fődolomit ÉNy-i irányú vastagság változásáról. A tranziens mérések során nyert lecsengési görbékre — számítógépes interaktív kiértékelő program segítségével — elméleti görbét illesztettünk (13/b ábra), s így meghatároztuk a geoelektromos rétegsor megfelelő paramétereit, majd azokat szelvény mentén ábrázoltuk (13/c ábra).

A fajlagos ellenállás viszonyok alapján megállapítható, hogy a keresett geoelektromos réteghatár a felszínnel közel párhuzamosan, attól mintegy 130–185 m-es mélységben húzódik. Mivel szelvénymenti dőlése az észlelt rétegdőlési értéktől eltér,

* Hoffer E., Szilágyi I.



13. ábra. Triász időszaki képződmények tagolása elektromágneses tranziens mérések segítségével

a) Helyszínrajz

b) Tranziens szondázás paraméteres kiértékelése

c) Tranziens szondázási szelvény ellenállás szerint színezve (felül) és földtani értelmezése (alul)

1 — felsőtriász mészkő, dolomit; 2 — felsőtriász márga; 3 — középső és alsótriász képződmények; 4 — $> 1000 \Omega\text{m}$ ellenállású fedő; 5 — $< 130 \Omega\text{m}$ ellenállású fekvő

Fig. 13. Division of Triassic formations by transient EM measurements

a) Location map

b) Parametric data processing of transient soundings

c) Transient sounding profile coloured according to resistivity (above) and its geological interpretation (below)

1—Upper Triassic limestone, dolomite; 2—Upper Triassic marl; 3—Middle and Lower Triassic formations; 4—cover of resistivity higher than $1000 \Omega\text{m}$; 5—underlayer of resistivity lower than $130 \Omega\text{m}$

Рис. 13. Расчленение триасовых образований с помощью электромагнитных измерений методом становлений;

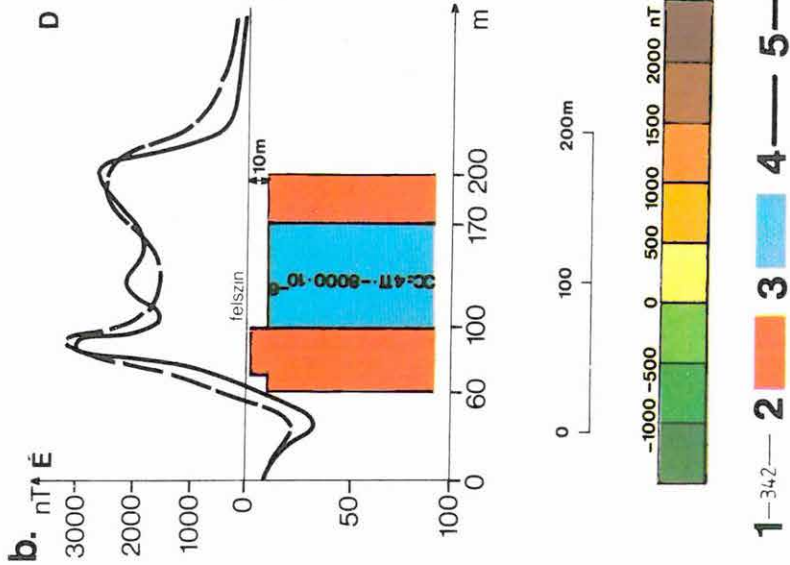
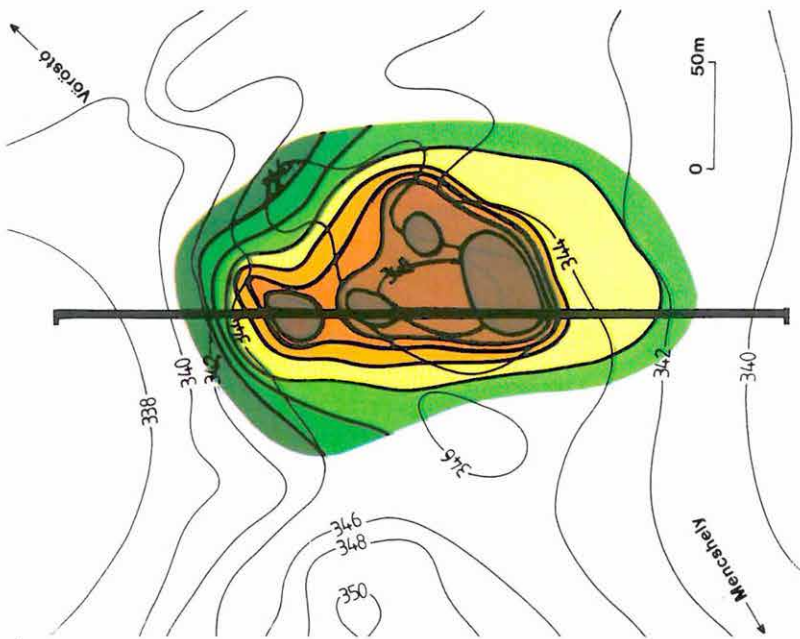
a) План ситуации;

b) Интерпретация параметров зондирования методом МПП;

c) Профиль по данным зондирования методом МПП, раскрашенный по сопротивлениям (вверху), и его геологическая интерпретация (внизу):

1 — верхний триас, известняки и доломиты; 2 — верхний триас, мергели; 3 — отложения среднего и нижнего триаса; 4 — перекрывающие отложения сопротивлением более $1000 \text{ ом}\cdot\text{м}$;

a.



14. ábra. Földmágneses mérések a mencshelyi „minivulkán” felett

a) Helyszínrajz a mágneses tér abszolút értékének (ΔT) térképével

b) I. mágneses (ΔT) szelvény

1 — felszín szintvonala; 2 — a mai mágneses tér irányával megegyező mágnesezettségű ható ($\kappa = 4\pi \cdot 15\,000 \cdot 10^{-6}$ SI); 3 — a mai mágneses tér irányával ellentétes mágnesezettségű ható ($\kappa = 4\pi \cdot 8000 \cdot 10^{-6}$ SI); 4 — mért mágneses térerősség (ΔT); 5 — számított mágneses térerősség (ΔT)

Fig. 14. Geomagnetic survey above the Mencshely minivolcano

a) Location map with ΔT contour lines

b) ΔT profile No. I

1—contour line of topography; 2—body of magnetization similar to the present field ($\kappa = 4\pi \cdot 15,000 \cdot 10^{-6}$ SI); 3—body of reversed magnetization ($\kappa = 4\pi \cdot 8000 \cdot 10^{-6}$ SI); 4—measured ΔT value; 5—computed ΔT value

5 — подстилающие отложения сопротивлением менее 130 ом

Рис. 14. Результаты магниторазведки над «минивулканом» при с. Менчхей;

a) План ситуации с картой абсолютных значений магнитного поля ΔT

b) Профиль магниторазведки ΔT I.

1 — горизонтали рельефа; 2 — возмущающее тело, соответствующее современному полю ($\kappa = 4\pi \cdot 15\,000 \cdot 10^{-6}$ SI); 3 — возмущающее тело с намагниченностью, обратной современному полю ($\kappa = 4\pi \cdot 8000 \cdot 10^{-6}$ SI); 4 — измеренная напряженность поля ΔT ; 5 — расчетная напряженность поля ΔT

továbbá a földolomit közvetlen fekéje, a nagy ellenállású Sándorhegyi Mésző tagozat hiányzik, a geoelektromos réteghatár diszkordancia felületként, feltehetőleg áttolódási síkként értelmezhető.

Mencshely

A Mencshely és Vörös-tó közötti „minivulkán” területén négy vonal mentén végeztünk földmágneses méréseket a felszínközeli bazalt előfordulás lehatárolására (14/a ábra). +3500 illetve -1500 nT szélső értékű anomáliákat kaptunk. Az É-D irányú mágneses szelvényeket vizsgálva megállapítható, hogy a mágneses minimum a maximumtól É-ra van, ami a jelenlegi mágnesezettség irányának felel meg. A pozitív anomália kialakulását azonban csak úgy magyarázhatjuk, hogy a mágneses ható egy viszonylag vékony vízszintes lemez, (ahol a lemez szélén alakul ki pozitív anomália) vagy, hogy a mágneses hatót egy olyan összetett test alkotja, amelyben a középső ható fordított mágnesezettségű. Az első esetet kizárhatjuk, mert itt jelentős függőleges vastagságú bazalttestet tételezünk fel. A második lehetőséget modellezéssel vizsgáltuk. A mért értékkel jól egyező hatást kaptunk, amikor egy $\kappa = 4\pi \cdot 15\,000 \cdot 10^{-6}$ SI szuszceptibilitású normálisan mágnesezett test középső részén egy $\kappa = 4\pi \cdot 8000 \cdot 10^{-6}$ SI szuszceptibilitás értékű, fordítottan mágnesezett testet helyeztünk el (14/b ábra). Amennyiben feltételezésünk helytálló, akkor a mágneses viszonyok alapján két kitörési fázisra következtethetünk.

1.1.2 A Kisalföld regionális, komplex geofizikai kutatása *

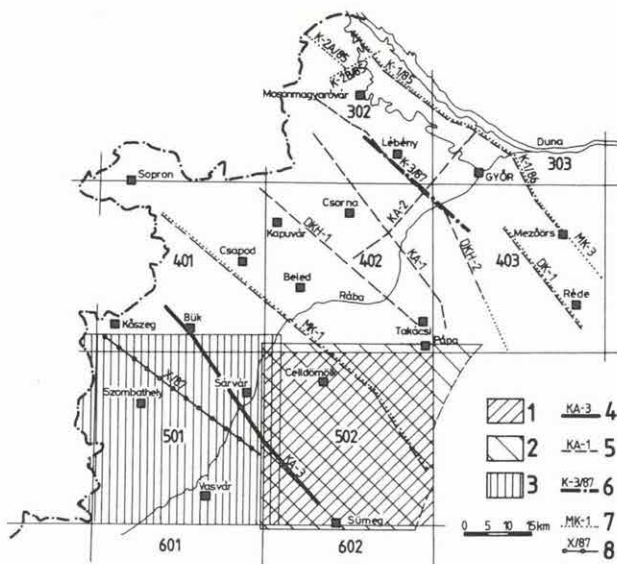
A többször aktualizált kutatási program végrehajtása a MÁFI-val összehangolt éves munkatervek alapján 1982 óta folyik. A kutatás célja közismert: egységes szempontú, földtani térképsorozat elkészítése földtani észlelések, fúrásvizsgálatok és három mélységtartományra kiterjedő geofizikai mérések alapján.

A kutatási program 1982-ben elfogadott üteme többször módosult, egyes módszereknél időben eltolódott. A terepi mérnökgeofizikai vizsgálatok 1987-ben befejeződtek, a tervezett közép- és mélyszerkezeti kutatások — a ráfordításoktól függően — még néhány évig folytatódnak. Alábbiakban összefoglaljuk az 1987. évi méréseket, valamint néhány kiragadott szemelvénnel érzékeltetjük az 1986. évi kutatások eredményeit.

a) Geofizikai mérések 1987-ben (15. ábra)

A mélyszerkezeti kutatások keretében tellurikus méréseket végeztünk az 501-es térképlap teljes területén 340 ponton, közel hálózatos rendszerben, a medenceüledékek és az aljzat vezetőképességének vizsgálatára. Magnetotellurikus szondázásokat a Bük-Sárvár-Sümege vonal mentén (KA-3) 20 ponton végeztünk a medencealjzat mélységének, szerkezetének, belső felépítésének tanulmányozására. Szeizmikus reflexiós vonalat mértünk vibroszeiz eljárással a DKH-2 földtani alapvonal ÉNy-i meghosszabbításában, Lébény-Tét vonalában, 32 km hosszban, a medenceüledékek és a medencealjzat vizsgálatára. A vonal DK-i vége csatlakozik a GKV egy korábbi szelvényéhez.

* Hobot J., Dudás J., Fejes I., Varga G.



15. ábra. A kisalföldi geofizikai mérések eloszlása 1987-ben

1 — mérnökgeofizikai szondázások; 2 — VES-GP mérések; 3 — tellurikus mérések; 4 — MT-szelvény 1987; 5 — korábbi évek MT vonalai; 6 — szeizmikus szelvény 1987; 7 — korábbi évek szeizmikus vonalai; 8 — geoelektromos szelvény

Fig. 15. Field work on the Danube-Rába Lowland in 1987

1—penetration soundings; 2—VES-IP measurements; 3—telluric survey; 4—MT profile of 1987; 5—MT profiles of earlier years; 6—seismic profile, 1987; 7—seismic profiles of earlier years; 8—geoelectric profile

Рис. 15. Геофизические измерения в Малой Венгерской впадине в 1987 г.

1 — инженерно-геофизические зондирования; 2 — ВЭЗ-ВП измерения; 3 — теллурические измерения; 4 — магнитотеллурический профиль 1987 г.; 5 — магнитотеллурические профили прошлых лет; 6 — профиль сейсморазведки 1987 г.; 7 — профили сейсморазведки прошлых лет; 8 — профили электроразведки

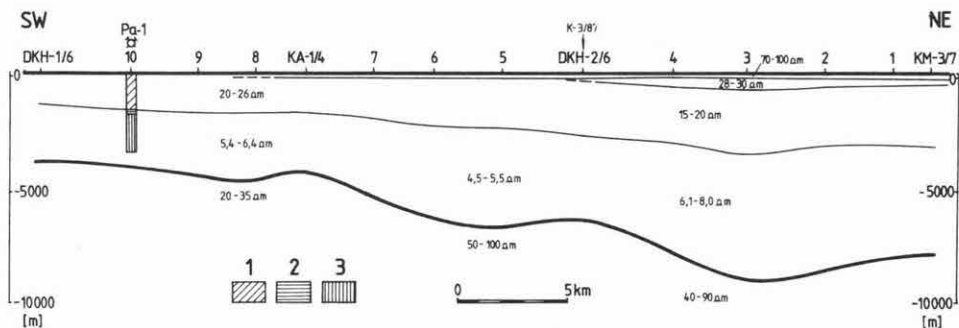
A közepes mélységű tartományt (500–700 m) VES-GP mérésekkel vizsgáltuk — az 502-es térképlap területén — az előző években kialakított módszertan szerint, szerkezeti, litológiai, vízföldtani szempontból. A térképlapon 172 ponton 196 teljes VES-görbét és közel 1000 GP-szelvényt mértünk.

A mérnökgeofizikai vizsgálatokat a MÁFI sekélyfúrásaival összhangban, az 502 lap nagyobb részén, valamint a 602 lap ÉNy-i harmadában, 121 ponton, az előző években kialakult szelvényrendszerben végeztük. A szondázások átlagos mélysége 11,7 m volt, összhosszúságuk 1418 métert tett ki. Változatlanul az ismert négy adat-sort — a csúcsnyomást, az össznyomást, a természetes gamma és a gamma-gamma aktivitást — regisztráltuk. A szelvények földtani minősítése korszerű számítógépes

program alapján történik. A kiértékelt szelvényeket közvetlenül a MÁFI kapja közös értelmezés céljából. A program szerinti tevékenység az 1987 évi vizsgálatokkal befejeződött. Rövid összefoglaló értékelést a c) pontban adunk.

b) Az 1986. évi komplex geofizikai kutatás néhány eredménye

Mélyszerkezeti vizsgálatokból a KA-2 magnetotellurikus szelvényt mutatjuk be. A szelvény merőleges a korábbi években mért MT-vonalakra (16. ábra). A mérésekkel kimutatott, harmadkori medence aljzatnak értelmezhető szint mélysége 3,9–9,1 km között változik. A mélységváltozások jellegére (dőlés, vető) az átnézetes mérések nem adnak információt.



16. ábra. A KA-2 magnetotellurikus szelvény (1986)

1 — felső-pannóniai és pleisztocén képződmények; 2 — alsó-pannóniai összlet; 3 — miocén képződmények

Fig. 16. MT profile KA-2 (1986)

1—Upper Pannonian and Pleistocene formations; 2—Lower Pannonian sequence; 3—Miocene formations

Рис. 16. Магнитотеллурический профиль КА-2 (1986)

1 — верхний паннон и плейстоцен; 2 — нижний паннон; 3 — миоцен

Az aljzat földtani azonosítására fúrási adatunk nincs. Az ellenállásértékek alapján paleozoos agyagpalákat kell feltételeznünk. Az MT-mérések itt nem jeleznek jólvezető képződményeket a harmadkori medence aljzata alatt. A medencealjzat felett nagy vastagságú, 4,5–8,0 Ωm-es összlet található. A geoelektromosan egynemű összlet fúrások alapján alsópannon- és miocén korú képződményekből áll. A nagyobb átlagellenállás-értékek a szelvény ÉK-i szakaszán vastagabb miocén üledékekre utalnak. E rétegösszlet felett 20 Ωm körüli átlagellenállású — minden bizonnyal felső-pannóniai korú — képződmények vannak. A fizikai paraméterváltozások határai a szelvényben nem törvényszerűen sztratifikai határok. A szelvény ÉK-i részének felső szakaszán néhány száz méter vastagsággal jelentkezik a Duna pleisztocén korú kavicsterasza.

A közepes mélységű (500–700 m) kutatás területe (501-es térképlap) átmenet a felszínközelsbe került medencealjzat két típusa — ÉNy-on az alpi kifejlődésű paleozoos, DK-en a középhegységi mezozoos — között. A medenceüledék-összlet felépítése a kutatás mélységéig — a felszíni képződmények kizárásával — 4 alapvető rétegösszlettel jellemezhető. Az összleteken belüli egyes rétegek ellenállásának és vastagságának

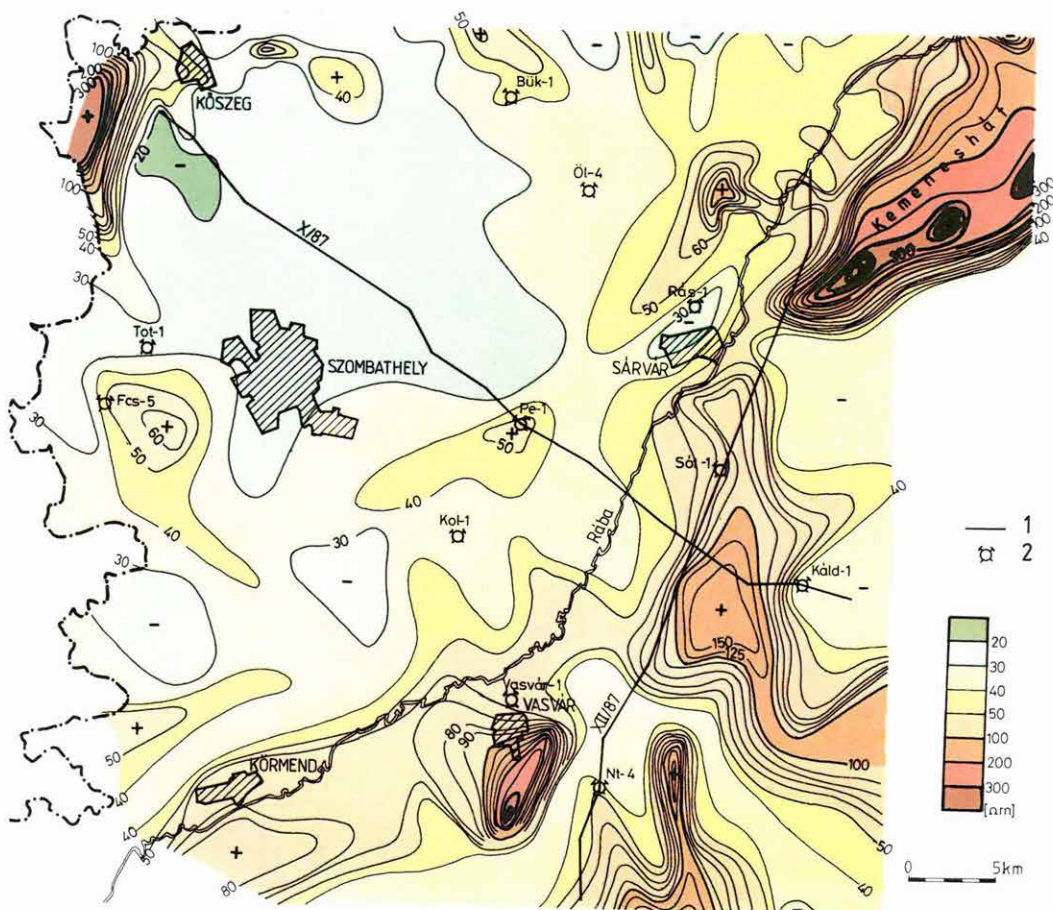
korrelációja — a mérési pontok távolsága miatt — nem oldható meg, ezért a korábbi évek gyakorlata szerint, a területről átlag-paraméter térképek készültek. A geoelektromos paraméterek litológiát tükröző változásai a rétegvastagságokkal súlyozott — 5 mélységszintre szerkesztett — átlagellenállás és polarizálhatóság térképeken tanulmányozhatók. Mint az előző évi jelentésben, itt is a 100 m mélységű ellenállástérképet (17. ábra) mutatjuk be. Térképünkön a legnagyobb ellenállásváltozások a Rába folyóhoz és a Kemeneshát vonulatához kapcsolódnak; a legkisebbek a kristályos aljzatra települt, de 1000–1500 métert meg nem haladó vastagságú harmad- és negyedidőszaki üledékekkel takart Ny-i területen találhatók. A nagyellenállású zóna ÉK-i része a Kemeneshát mélybeni folytatása, ahol a központi rész ellenállása az 500 méteres mélységű térképen is meghaladja a 100 Ω m-t. A Rábához kapcsolódó D-i és középső ellenállás-maximumok nagy vastagságú durva üledékek felhalmozódását jelzik.

A bemutatott GP-térképen (18. ábra) két nagy értékű ($P = 5\text{--}6\%$) anomália elemzésre méltó. Míg az ellenállás-anomáliák értéke és területe a durva hordalékanyag fokozatos csökkenésével a mélység felé egyre kisebb lesz, addig a GP-térképen körvonalazódó Kőrmend–Vasvár környéki, valamint a Szombathelytől É-ra elhelyezkedő anomália esetében ellentétes tendencia van, azzal a GP-anomáliák értéke és területe a mélység felé nő. A jelenségnek két oka lehet. Az egyik, hogy a mélység felé egyre növekvő a rétegzettség, a másik — amit a fúrások az É-i anomália esetében igazoltak is — hogy a rétegeknek nagy a szervesanyag-tartalma (toronyi lignit).

Az ellenállás és GP-értékeknek a mérési pontokon különböző mélységekre számított adataiból látszólagos és átlagos szemcseátmérő térképek állíthatók elő. Ezek közelítően a litológiát tükrözik. A bemutatott, 50–100 m közötti összlet litológiai vázlatán (19. ábra) jól elkülönülnek a jelenlegi és az ősfolyók mederváltozásai folyamán szállított és felhalmozott finomabb és durvább üledékek térségei. Jól elhatárolhatók a nagy tömegű porózus rétegeket tartalmazó összletek az agyagos, kőzetlisztes körzetektől, kijelölhetők a vízkutatás jobb és kedvezőtlenebb területei. A kedvezőbb területek — mint látható — a Rába-völgyhöz kapcsolódnak.

A terület üledékösszlete sok rétegből áll. A medenceüledékek felső néhány száz méterének felépítését, szerkezeti viszonyait az egyik (X/87) a nagyszerkezeti irányokra merőleges geoelektromos rétegszelvénnyel jellemezzük (20. ábra). A szelvények alapján a pleisztocén összletet a terület nagyobb részén 2 geoelektromos réteg alkotja. Ezek összevont átlagos vastagsága 5–10 m, de a Rába közelében az 50–60 métert is eléri. Összetétele igen változó, agyagtól a kavicsig minden előfordul benne. A pleisztocén képződmények alatt egy 15–25 m-es, erősen rétegzett — pannon korú — agyagos-kőzetlisztes összlet van, amely helyenként két geoelektromos rétegre bontható. A felsőpannon középső szintjét a Rábát kísérő mélyzónában többregeű, általában nagy ellenállású (40–100 Ω m) rétegsor képviseli, amely a terület legkedvezőbb vízbázisát rejt. A nagyobb ellenállású zónákban vastagsága 100–200 m közötti. A terület Ny-i felében ez a pannon szint 20–30 Ω m ellenállású, agyagos kőzetlisztes kifejlődésű. A felsőpannoniai összlet alsó, 15–30 Ω m-es rétegsorát agyagos-márgás-homokkőves, finomszemcsés állóvízi üledékek képezik. Vastagságuk 1000 m mélységű behatolással sem határozható meg.

A Kőszegi-hegység K-i előterében a mérések elérték a kristályos aljzatot, amelynek ellenállása két értékkel jellemezhető. Az aljzat felső része 30–60 Ω m közötti, az alsó része 100 Ω m feletti. Fúrások szerint (Fcs-5, Tot-1) a felső kis ellenállású összletet metamorf grafitos palák, zöld palák, az alsó részt mészfilitok, csillámpalák,



19. ábra. Litológiai vázlat az 50–100 m közötti összletről

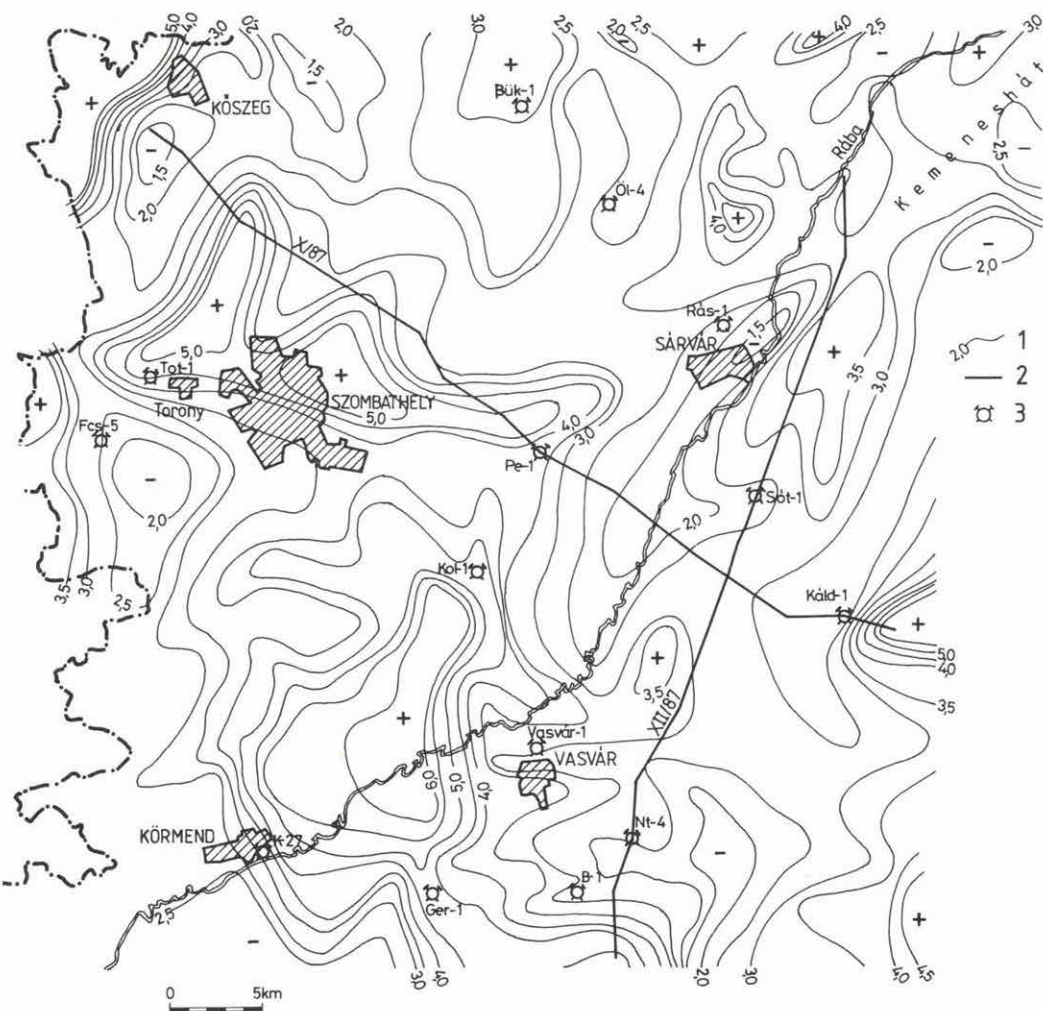
1 — agyagos, kőzetlisztes összlet; 2 — kőzetlisztes, iszapos összlet; 3 — finomhomok, kőzetlisztes összlet; 4 — finom- és középszemű homok; 5 — közép- és durvaszemű homok; 6 — durva homok, kavics; 7 — geoelektromos rétegszelvény; 8 — mélyfúrás

Fig. 19. Lithological sketch of the depth interval 50–100 m

1—clay, silt; 2—silt, mud; 3—fine-grained sand and silt; 4—sand of fine and medium grain size; 5—medium and coarse-grained sand; 6—coarse sand, gravel; 7—geoelectric profile; 8—borehole

Рис. 19. Литологическая схема по интервалу глубин 50–100 м

1 — глинисто-алевритовая толща; 2 — алевритово-илистая толща; 3 — тонкопесчано-алевритовая толща; 4 — мелко- и среднезернистые пески; 5 — средне- и грубозернистые пески; 6 — грубые пески и галечники; 7 — геоэлектрический разрез; 8 — скважина



18. ábra. GP-térkép, AB=400 m (behatolási mélység kb. 100 m)

1 — átlagos polarizálhatóság %-ban; 2 — geoelektromos rétegszelvény; 3 — mélyfúrás

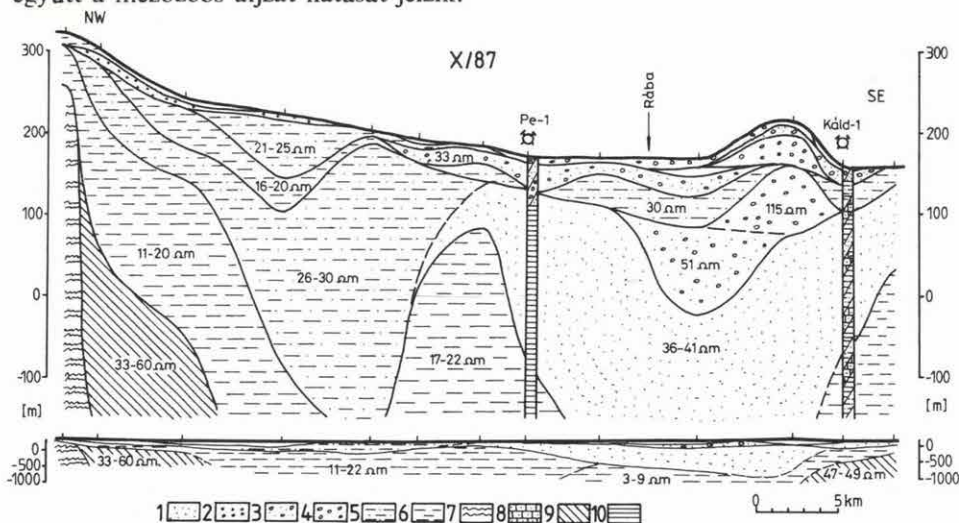
Fig. 18. IP map, AB = 400 m (penetration depth about 100 m)

1—average polarizability (%); 2—geoelectric profile; 3—borehole

Рис. 18. Карта ВП при АВ = 400 м (глубина охвата примерно 100 м)

1 — средняя поляризуемость в %; 2 — геоэлектрический разрез; 3 — скважина

kvarccfillitek grafitos közbetelepülésű változatai alkotják. A terület DK-i részén a 45–50 Ω m-es képződmények a kivékonyodó alsópannon és miocén összletekkel együtt a mezozoos aljzat hatását jelzik.



20. ábra. A X/87 jelű geoelektromos szelvény

1 — finom homok; 2 — durva homok; 3 — homok-kavics váltakozása; 4 — uralkodóan kavics; 5 — finom homok, kőzetliszt; 6 — agyagos, iszapos üledék; 7 — paleozoos aljzatképződmények; 8 — mezozoos aljzatképződmények; 9 — pannonnál idősebb kőzetek; 10 — márgás képződmények (fúrásban)

Fig. 20. Geoelectric profile X/87

1—fine-grained sand; 2—coarse sand; 3—sand and gravel; 4—mainly gravel; 5—fine-grained sand and silt; 6—clay, mud; 7—Palaeozoic basement; 8—Mesozoic basement; 9—rocks, older than Pannonian; 10—marls (in boreholes)

Рис. 20. Геоэлектрический разрез X/87

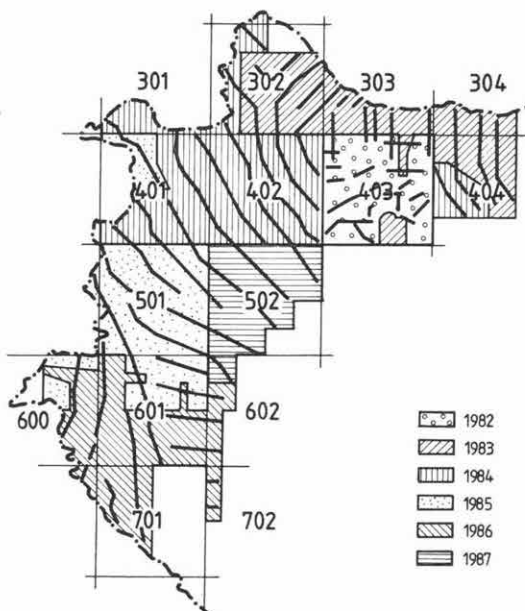
1 — тонкие пески; 2 — грубые пески; 3 — чередование песков и галечников; 4 — преобладающие галечники; 5 — тонкие пески и алевриты; 6 — глинисто-илистые отложения; 7 — палеозойский фундамент; 8 — мезозойский фундамент; 9 — допаннонские образования; 10 — мергелистые отложения (по скважине)

c) A mérnökgeofizikai vizsgálatok átfogó értékelése

A módszer alkalmazására a sekélyfúrásokkal párhuzamosan került sor. Azonos volt a feltárandó mélységtartomány, és kezdetben az egy térképlapra tervezett összes folyóméter is. A ponthálózat telepítésének módja azonban eltérő volt, sőt a koncepció a kutatás során meg is változott.

A sekélyfúrások mélységtartománya 10 m, telepítésüknél egy nagyjából egyenletes hálózat kialakítása volt a cél. Minden 1:25 000 méretarányú térképlapot 16 db egyenlő nagyságú négyzetre osztottak, a térképező geológus a négyzetten belül döntött a fúrás telepítéséről. Így ez a hálózat közel 2,5 km-es pontközű négyzetháló. Az MGS vizsgálatokat kezdetben (1982–83), egy-egy földtani képződmény elterjedésének lehatárolására, rövid szelvényekben, vagy pontcsoportokban alkalmaztuk.

Később áttértünk a vonalmenti mérésekre. A vonalmenti lépésköz közel tized része (500–800 m) volt a szelvények közötti távolságnak. 1983-tól már ilyen módon történt a hálózat kialakítása, néhány vonal teljes hossza 1987-ben elérte a 100 km-t is. A szelvény irányokat a fő szerkezeti irányokra merőlegesen választottuk meg, a pontokat a gyors változások térségében az átlagnál kissé sűrűbben telepítettük. A 6 év alatt vizsgált terület nagysága közel 15 000 km² volt. Az évenkénti kutatások területét a 21. ábra, a pontszámokat, a szondázások mennyiségét és kereteit az I. táblázat mutatja. Az MGS pontoknak átlagosan 9%-át (térképlaponként 5 és 14% között ingadozva) sekélyfúrások közvetlen közelében telepítettük, megteremtve az összehasonlítás és a közös értelmezés lehetőségét. A kétféle vizsgálat között azonban sok esetben hónapok teltek el, a nyomokat gyakran eltüntette az idő, ezért a néhány méteren belüli felállás csak kevés esetben volt biztosítható.



21. ábra. A kisalföldi mérnökgeofizikai vizsgálatok áttekintő vázlata

Fig. 21. Overview of engineering geophysical surveys of the Danube-Rába Lowland

Рис. 21. План ситуации инженерно-геофизических изысканий в Малой Венгерской впадине

Az MGS mérési adatok grafikus ábráit, mint elsődleges dokumentumokat, és a feldolgozás után összeállított és értelmezett rétegsorokat évenként átadtuk a MÁFI Kisalföldi osztályának. Azok információi a fúrási adatokkal és egyéb megfigyelésekkel együtt számos térképvariáns megszerkesztését tették lehetővé. Önálló mérnökgeofizikai térképek szerkesztését az elégtelen pontsűrűség miatt nem terveztük, bár kezdetben a szelvényyszerkesztésre tettünk néhány kísérletet. Mivel azonban a pontköz a szelvény mentén is legalább negyvenszerese a kutatott mélységnek, valamint a felszín magasságkülönbségei a szomszédos pontok között gyakran felülmúlják a már említett 10 m-t, ezért a mérési anyagból nem adtunk közre szelvényt.

	1 pont (db)	2 folyóméter	3 MFt
1982	269	2 512,6	1,7
1983	359	3 501,5	2,0
1984	434	4 564,5	2,7
1985	320	3 546,2	2,1
1986	255	3 034,6	2,1
1987	121	1 418,6	1,7
Összesen:	1758	18 578,0	12,3

I. táblázat. A Kisalföldi mérnökgeofizikai szondázások évenkénti eloszlása

Table 1. Distribution of penetration soundings in time in the Danube-Rába Lowland
1— number of penetrations; 2—length of penetration (m); 3—costs

Таблица 1. Распределение по годам инженерно-геофизических зондирований в Малой Венгерской впадине
1 — количество зондирований; 2 — длина зондирований; 3 — цены

A módszer a Kisalföld kutatása során, az ELGI-ben folyó műszeres fejlesztés eredményeként, jelentős változásokon ment át. Nem változtak meg az elvek, nem változott a négy terepen felvett adatsor sem, de számottevően nőtt a terepi eszközök technikai színvonala és minőségi ugrás történt a feldolgozásban. A terepen kézzel történő adatrögzítésről a nyomáscsatornák esetén áttértünk a gépi (papírszalagra történő) adatrögzítésre. Számos kisebb változtatás eredményeként csökkent a nagy testi erőt igénylő műveletek száma, csökkent a balesetveszély, és csökkent a méréshez szükséges létszám.

A feldolgozás gépesítése jelentős színvonal növekedést eredményezett (lásd ELGI 1985. évi jelentése). A mérési és hitelesítési adatok alapján automatikusan történnik a korrekciók elvégzése, az egyedi hibák eltávolítása, numerikus deriválás után a réteghatárok kijelölése és a rétetparaméterek kiszámítása. Ezután, egy cserélhető algoritmus segítségével, a program kiírja a rétegminősítést. A feldolgozás eredménye egy vagy több grafikus ábra és a táblázatos formában megjelenő rétegsor.

A minősítő algoritmus kidolgozásához egységes szempontok alapján feldolgozott, jelentős területre kiterjedő adathalmazra volt szükség. A Kisalföldön folyó munka kínálta erre a legjobb lehetőséget. Az 1982–83 évi mérési adatok statisztikai vizsgálata alapján dolgoztuk ki az automatizálás alapelveit, majd az 1984–85-ös mérési adatokra fokozatosan terjesztettük ki. Az 1985-ben végzett mérések esetén a rétegek kijelölése még kézzel történt, de a rétegsorokat már gépen határoztuk meg. Végül teljes egészében az új eljárással dolgoztuk fel az 1986-os és 1987-es mérési anyagot. Ez utóbbi két év mérési anyagát mágneslemezen is rögzítettük, így a későbbiek folyamán bármikor elővehető és rövid idő alatt, esetleg más szempontok alapján is feldolgozható.

A Bükk hegység és előterei komplex földtani előkutatási program keretében 1987-ben tellurikus mérésekkel készítettük elő a Sajótól D-re az Ózdi-medence, és gravitációs hálózatkiegészítő mérésekkel, szűrt térképekkel a Miskolci-öböl vizsgálatát. A Bükk hegység ÉNy-i szegélyén a harmadkori medence aljzatáig lehatoló regionális geoelektromos térképezéssel egészítettük ki a meglévő földtani és geofizikai ismereteket. Az Ózd–Putnoki-medencét és a Darnó-övet a Szuha völgyében, a cseh-szlovák határtól Kurityánig, viszonylag nagyfelbontású, regionális vibroseis reflexiós szelvénnel harántoltuk. A MÁFI térképezése során felvetődő tektonikai kérdések vizsgálatát segíti egy-egy nagyfelbontású reflexiós szelvény Tornabarakonynál, illetve Nekézsenynél. Tektonikai értelmezés körében a diósjenői diszlokációs öv földtani-geofizikai adatait foglaltuk egységes keretbe. A következőkben néhány lezárható téma eredményét ismertetjük.

1.2.1 A Szendrői-hegység előkutatása**

A karbon-devon kibúvásokkal tarkított, nagyrészt miocén-pliocén üledékekkel fedett Szendrői-hegység belső felépítése és nyersanyag perspektívája meglehetősen ismeretlen. Ezért olyan előkutatási módszer együtttest alkalmaztunk, amelynek segítségével legalább a nagyobb neogén öblöket és belső medencéket (miocén barnakőszén, pliocén lignit) és a mélyszerkezet regionális tendenciáit fel tudjuk deríteni (alapfúrás telepítés, esetleges érc, kő és metaantracit perspektívák). Ezen célokkal összhangban a geofizikai mérésekkel két mélységtartományt igyekeztünk befogni: a sekély tartományt a medencealjzatig bezárólag, és a medencealjzat belső szerkezetének vizsgálatára a felülről a medencealjzattal, a mélység felé a geofizikai módszerek behatolásával határolt tartományt.

Az 5 pont/km² sűrűségű gravitációs hálózat adataiból számítógépi feldolgozással 2,2 · 10³ kg/m³ sűrűséggel számolt Bouguer-anomália térkép és maradékanomália térképsorozat készült, amelyből a $\kappa=3$ paraméterű térképet mutatjuk be (22. ábra). A Bouguer-anomália térkép és a rendelkezésre álló mélyfúrások — amelyek sajnos inkább sekélyek, mint mélyek — alapján megkíséreltük a gravitációs mélységtérkép megszerkesztését. Ez nem volt megoldható, mivel az alaphegység számos helyen kibúvik, és néhány kisebb medenceterületre alig jut mélyfúrás. A maradékanomáliák elsősorban szerkezeti információt tartalmaznak.

A geoelektromos mérések is felvetettek számos problémát. A geoelektromos VES és ellenállás szelvényezés eredményeiből szelvényeket és aljzatomborzati tér-

* Szalay I.

** Braun L., Petrovics I., Schönviszky L., Szalay I., Zalai P.

képeket készítettünk a fúrási, szeizmikus és gravitációs adatok figyelembevételével. Az alaphegység kibúvásainak közelében az aljzat domborzattérkép irreálissá válik, mivel a pontsűrűségéből adódó felbontóképessége meg sem közelíti a felszíni geológiai ismeret mennyiségét. A paleozoos képződmények a nagyobb vastagságú fedő alatt gyakorlatilag mindenütt végtelennek (nagy ellenállásúnak), míg a sekélyebb részekben vagy kibúvásokon rendkívül változó ellenállásúaknak és anizotrópoknak bizonyultak. Nehezíti a problémát az is, hogy a kibúvások közelében a modell mindenképpen háromdimenziósnak tekintendő, egyrészt a nagyszámú szerkezeti elem, másrészt a nem elhanyagolható domborzati hatások miatt. Ezeken a részekben a mért görbék számos olyan — az aljzat ellenállásának meghatározását erősen befolyásoló — torzulást, szakadást és 45° -nál meredekebb dőlésű szakaszt tartalmaznak, amelyek az egydimenziós kiértékelési eljárásokkal nem írhatók le.

A fedőképződmények ellenállásuk alapján szintén nehezen bonthatók. A felszín-közeli változékonnyabb rétegsorok követéséhez a ponttávolság túl nagy volt, a hegység DK-i és É-i előterében pedig a nagyobb vastagságú miocén rétegsorokban fajlagos ellenállás szempontjából karakterisztikusan különböző és követhető rétegek nem látszanak.

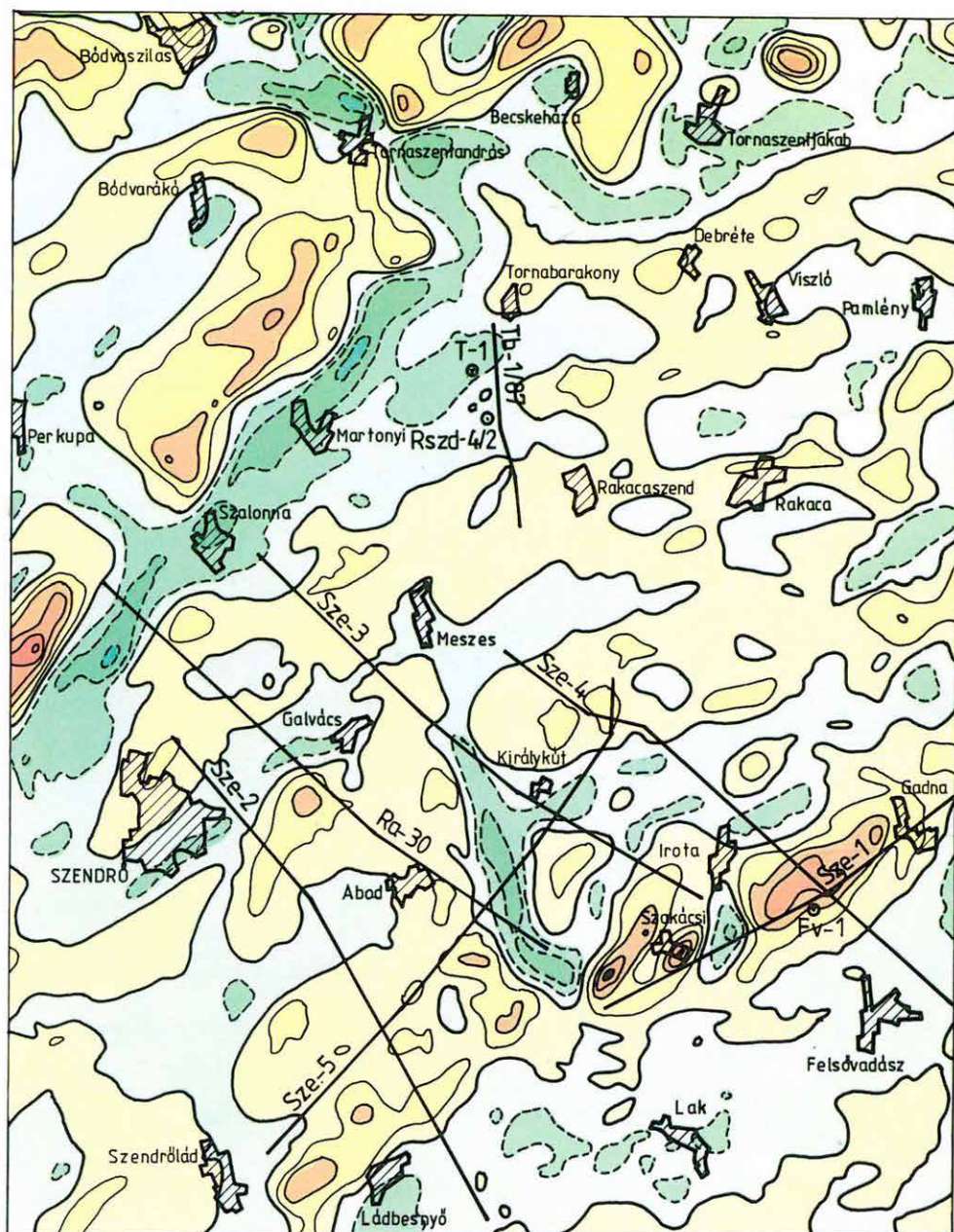
Amiben a különböző geofizikai módszerek megegyeznek, az a hegységet DK-ről határoló nagy elvetésű szerkezeti vonal léte és helye Ládbesenyő–Szakácsi–Irotá–Gadna vonalában. A hegységet É-ről szintén törésvonalak határolják és a paleozoos képződmények feltehetően legalább két blokkra szakadva, lépcsősen süllyedtek a mélybe. A szerkezeti vonalak fő irányát NyDNY–KÉK-ben határozhatjuk meg, É–D irányú törésvonalat csak Irotától Ny-ra, ÉNy–DK-it pedig Meszes–Lak vonalában fedezhetünk fel. Ez utóbbi mind a maradék-anomália képből, mind a geoelektromos aljzatmorfológia térképben, illetve szelvénymérésekben kisebb tektonikus árokként tételezhető fel.

A Szendrői-hegység és a Darnó-vonal környéki mozgások jellegére és korára adalék a Szendrői- és Rudabányai-hegység közötti keskeny neogén medencében — gravitációs minimumsávban — Tornabarakonynál mért Tb–1 nagyfrekvenciás reflexiós időszelvény. E szelvényrel a hegységszegélyi neogén rátelepülés jellegét és a tornabakonyi feltételezett eltolódást vizsgáltuk (SZENTPÉTERY I.: A Rudabányai-hegység és környezetének oligocén–alsómiocén képződményei, MÁFI Évi Jel. 1986).

A Tb–1 migrált reflexiós időszelvényen (23. ábra) a T–1 fúrásnál az alsómiocén szintjeiben még jól látható, kaotikus reflexiókkal jellemzett árokszerű süllyedék, amely egyben különböző vastagságú és jellegű üledékösszlet határán fejlődött ki, valószínűleg horizontális eltolódás következménye. Az alsó- és felsőmiocén közti diszkordanciahatár teljesen összefüggő reflexiós határfelületként jelzi, hogy a lényegi mozgások a szarmatáig lezárultak, de a szarmata riolituffaszint elvékonyodása, a vele összefüggő nagyfrekvenciás reflexió szétszakadozása és a pannonban is észlelhető kisebb süllyedés némi utómozgást jelez. Az alsómiocén és a paleozoos alaphegységi rétegeknek megfelelő reflexiók elvégződése a felsőmiocén diszkordancia határon az RSzD–4/2 fúrás környezetében láthatók.

A Tb–1 szeizmikus szelvény vizsgálata már átvezet a *mélyszerkezet-kutatás* témakörébe. Az ebből a célból mért szeizmikus vonalhálózat (Sze szelvények) feldolgozása még nem fejeződött be, így csak az erőtergeofizikai módszerek eredményeit, és a közvetve az aljzatra utaló geoelektromos adatokat ismertetjük. A paleozoos alaphegység fizikai paraméterei tekintetében (sűrűség és látszólagos fajlagos ellenállás) rendkívül inhomogén. Ezért fedett helyzetben VES módszerrel nem különíthetők el a különböző paleozoos képződmények.

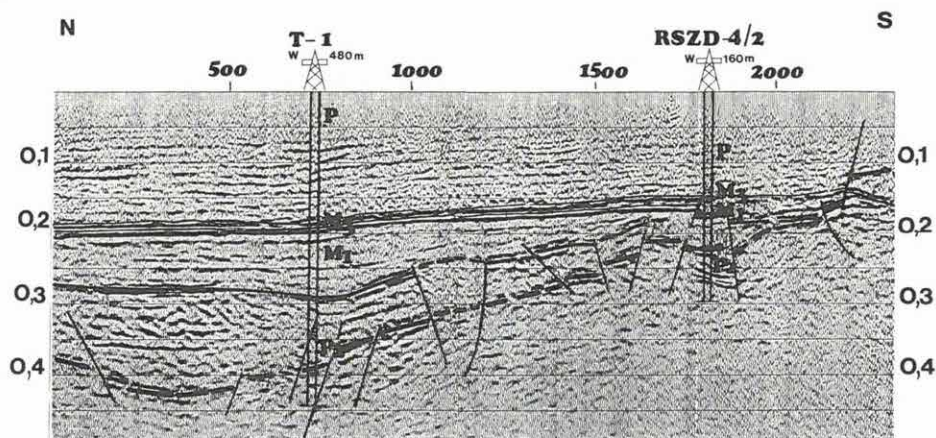
0 5km



22. *ábra.* A Szendrői-hegység gravitációs maradék-anomália térképe a reflexiós szelvényhálózattal

Fig. 22. Gravity residual anomaly map of the Szendrő hills with locations of seismic reflection profiles

Рис. 22. Карта остаточных гравитационных аномалий Сендрёйских гор с профилями сейморазведки МОВ



23. ábra. Tb-1 nagyfrekvenciás migrált reflexiók időszelvény részlet

Fig. 23. High-frequency migrated reflection time section Tb-1

Рис. 23. Фрагмент мигрированного сейсмического временного высокочастотного профиля Tb-1

A Bouguer-anomália térkép szerint a gravitációs tér a hegység DK-i peremétől (irotai gravitációs maximumvonulat) É felé haladva — a paleozoos képződmények kibúvási fölött is — folyamatosan csökken. Ez az átlagsűrűség folyamatos csökkenését jelenti és maga után vonja, hogy a mérési adatokat egyaránt jól közelíti a paleozoos hegység olyan modellje, amely a kisebb sűrűségűnek feltételezett képződményekre feltolódott, D-i irányban dőlő inhomogén rétegekből áll — és az olyan modell is, amely a kisebb sűrűségű képződmények alatt elhelyezkedő, É-i irányban dőlő, nagysűrűségű képződményeket feltételez.

A K-i hegységperem legnagyobb gravitációs maximuma Irota–Gadna–Felsővadász között egy földmáneses mérésekből ismert máneses anomáliával esik részlegesen egybe. Az anomália vizsgálatára 1986-ban kísérleti helikopteres légigeofizikai (gamma-spektrometriai és légimáneses) méréseket végeztünk a Bolgár Légigeofizikai Szolgálattal. A 24. ábrán látható a légimáneses anomáliatérkép az A hatószámítási szelvénnel, a számított máneses ható kontúrvonalával és a mellékrajzon a hatóttest szelvénybeni metszetével. A hatóttest számított szuszceptibilitása $\kappa = 21,4 \cdot 10^{-3}$ SI ($1700 \cdot 10^{-6}$ CGS). Irotánál vasas ásványok, jarosit előfordulás és pirrhotin hintés is előfordul, ezért összetett ható is lehetséges. A számítások szerint a paleozoos alaphegységen belül olyan paleozoos szubvulkáni (vulkáni?) képződményt tételezhetünk fel, amelyet szuszceptibilitása és sűrűsége alapján a gabbróhoz hasonlónak tartunk. A ható mibenlétének vizsgálatára 1988-ban a MÁFI egy középmedlységi mélyfúrást telepített (FV-1).

24. ábra. Az irotai földmágneses ható helyzete a légimágneses (ΔT) anomália térképen és metszetben

1 — a ható felső (a), ill. alsó (b) határfelülete; 2 — reflexiós szelvényvonal; 3 — tervezett mélyfúrás

Fig. 24. Position of the magnetic body near Irota on the aeromagnetic (ΔT) anomaly map and in cross section

1—surface (a) and bottom (b) of the magnetic body; 2—reflection seismic profile; 3—planned borehole

Рис. 24. Положение магнитного возмущающего тела при с. Ирота на аэромагнитной карте ΔT и в разрезе

1 — верхняя (a) и нижняя (b) поверхность возмущающего тела; 2 — профиль сейсморазведки МОВ; 3 — проектная скважина

1.2.2 A Bükk hegységi földtani előkutatási program egyes részeredményei

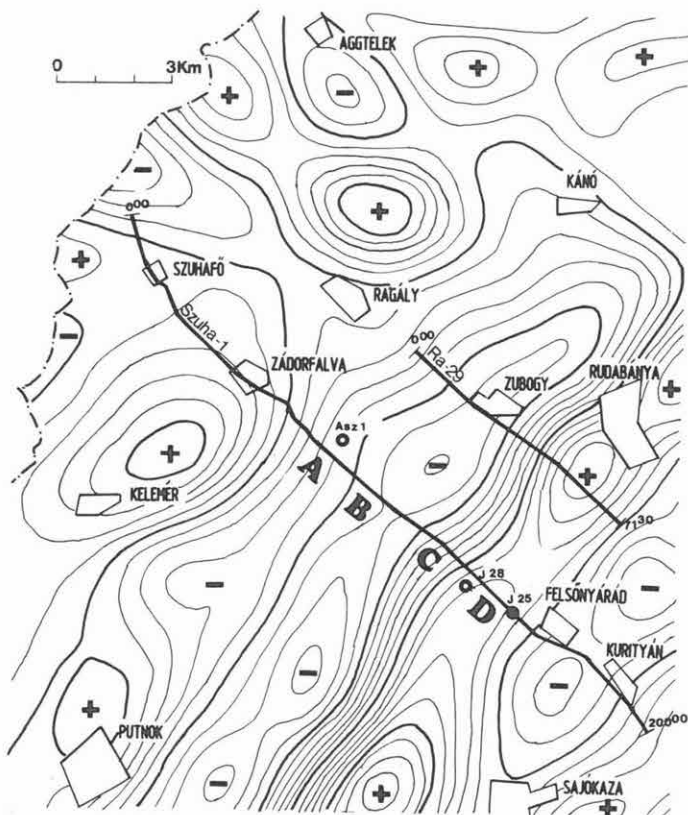
*A Szuha-völgye és a Darnó-öv reflexiós szerkezetkutatása**

Az Ózdi-medence É-i részét és a Darnó-öv szerkezeti felépítését vizsgáltuk a Szuha-völgyében (25. ábra) a nemlineáris vibrojel gerjesztéssel készült Szuha-1 migrált reflexiós szelvényvel, amelynek medencebeli részletét közöljük (26. ábra). A szelvény a magyar-szlovák határszéltől, az Aggteleki karszt DNy-i kibúvásterületétől harántolta az Ózdi-medencét és a Darnó-övet. A szelvényen látható, hogy az Ózdi-medence ÉNy felől sok lépcsővel, fokozatosan süllyed. Az Alsószuha-1 (Asz-1) fúrás közelében az A és B tektonikai zónánál a medenceüledékek dőlés- és vastagságváltozásai, továbbá az üledékösszetétel reflexiós képének hirtelen jellegváltása valószínűsíthető az eltolódás jelleget. A medence a B-től a C zónáig tektonikailag egységes blokk. A C zónánál azonban oly nagyméretű tektonikai változás van mind a medencealjzat, mind az oligocén képződmények szintjében, és oly nyilvánvaló a medencealjzaton kiékelődő rátelepedéses ék horizontális szétszakítottsága, hogy e zónát „második Darnó-vonal”-nak tekinthetjük. A szétszakadt rátelepedéses ék I és I' részének összeillősége alapján az oldaleltolódás nem lehet túl nagyméretű. Az „ék” a J-28 fúrásban 300–480 m mélység között jelzett — ill. RADÓCZ GY. által 1964-ben** rupélinek írt — márgás aleuritösszetételnek felelhet meg, amihez jelenleg Radócz Gy. szóban is közölte, hogy a J-28 fúrás alsó riolitufa alatti aleuritösszlete — amely általában finomabb szemnagyságú, mint az alsószuhai rétegsor — tektonikailag erősen igénybevett. A Szuha-1 a vele párhuzamos Ra-29/84 reflexiós időszelvényhez (ELGI 1984 évi jel. pp. 29–33) nagyon hasonló eredményt adott. Szélesebb Darnó-vonal menti sávban gondolkodva a szendrői és a tornabarakonyi szelvényeket és a gravitációs maradékanomália pásztákat is figyelembe véve, sok rész-eltolódásból össze téve lehet — időben elnyújtva — nagyméretű oldaleltolódást elképzelni az övezetben, feloldva az egy, Darnó-vonalhoz (D) kötött több tíz, esetleg száz km-es oldaleltolódás feltételezésének ellentmondásait.

* Braun L., Petrovics I., Szalay I.

** R. Gy. 1964: Földtani vizsgálatok a fekete-völgyi (észak-borsodi) barnaköszén-területen. A MÁFI Évi Jelentése az 1962. évről, pp. 511–545

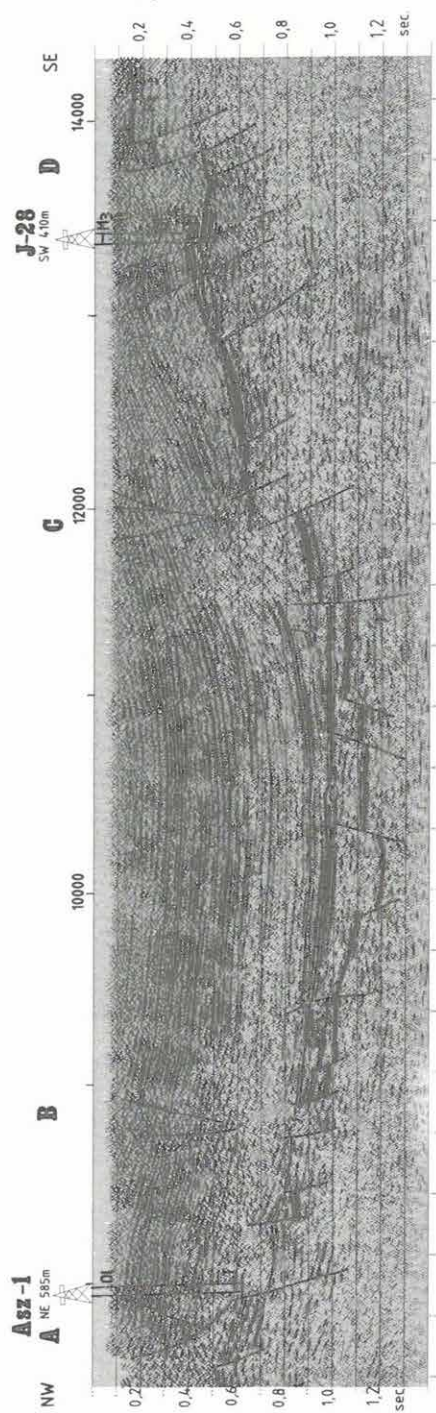
A Szuha-1 időszelvényen világosan látszik, hogy a medenceperemek oligocén és alsómiocén üledékképződés utáni, részben közbeni kiemelkedése következtében a szárnyakon az üledékes rétegsor fokozatosan, töréseknél ugrásszerűen erodálódott. Nyersanyagkutatói szempontból miocén barnakőszénre a *B-C* közötti teljes rétegsorú medence, ércre a *D* feltolódási zóna, karsztvízre az Alsószuha környéki aljzatlépcsők, szénhidrogénkutatásra a csapdakepződésre alkalmasnak látszó Darnóvonalai előtér, a *C-D* zóna között (Bükkszék-fédesési analógia) látszik megfontolásra érdemesnek.



25. ábra. A Szuha-völgyi reflexiós mérések helyszínrajza a gravitációs maradék-anomália térképen

Fig. 25. Location of reflection seismic profiles of the Szuha valley on the gravity residual anomaly map

Рис. 25. Положение профилей сейсморазведки МОВ на карте остаточных гравитационных аномалий долины реч. Суха



26. ábra. Szuha-1 migrált reflexiók időszelvény részlet

Fig. 26. Part of migrated reflection time section Szuha-1

Рис. 26. Фрагмент мигрированного сейсмического временного разреза Szuha-1

A 70-es évek Darnó programjának kapcsán már számos mérést végzett az ELGI a területen. Hogy csak a legfontosabbakat említsük: a DóR refrakciós vonalhálózat, vagy a Kazincbarcika környéki vízkutató mérések KaR jelű refrakciós szelvényei. A Bükk hegységi program kapcsán ezeket geoelektromos szondázásokkal (VES) és tranziens mérésekkel egészítettük ki. A közepes aljzatmélységű területeken sűrűbb, a mélymedencékben ritkább hálózattal mértünk. Az aljzatban a karbon palák közepes ellenállása dominál, a Bán-völgytől Ny-ra 100, vagy néhányszor 100 Ω m jellemzi a medencealjzati képződményeket. A medencealjzat domborzati térképének szerkesztése során (27. ábra) minden rendelkezésünkre álló földtani és geofizikai adatot igyekeztünk egységes értelmezésbe foglalni. A Bükk hegység ÉNy-i részét az Upponyi-hegységtől elválasztó sávon keskeny hosszú árok képe rajzolódik ki, É-ÉK felé viszont tágasabb medence (Tardonai-medence) alakult ki 800 m-t meghaladó felszíntől számított mélységgel, meredek peremekkel.

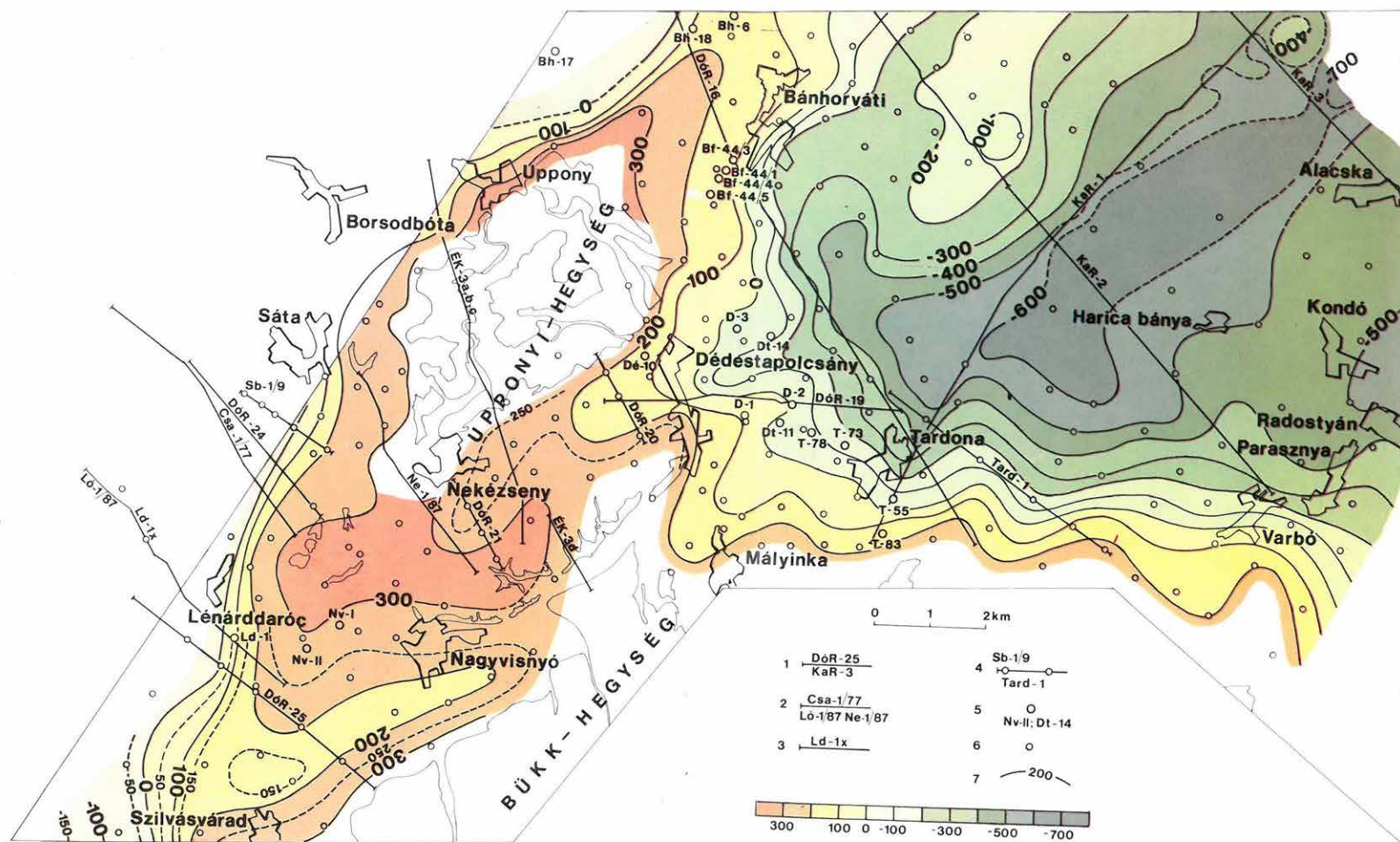
*Sáta-Lénárdaróc környéki barnakőszén előkutatás***

A Darnó-vonal előterében húzódó sávban még felkutatásra váró miocén barnakőszén előfordulást prognosztizáltak. Fúrásos kutatásának előkészítésére és a fúrások közti korrelációra tranziens, MFS és reflexiós szeizmikus vonalat mértünk a MÁFI megbízásából (28. ábra). Az eredmények közül a Ló-1 reflexiós időszelvényt mutatjuk be (29. ábra).

A legmarkánsabb reflexiós határfelület — a szelvényeleji fúrások tanúsága szerint — a széntelepes összlet alsó határa, vagyis az ottnangi-eggenburgi határ (M_1 – M_2). Ezt ÉNy-ról követve kirajzolódik egy meredek vetőkkel határolt, kb. 600 m mélységű árok, majd tovább DK felé egy kb. 4–500 m mélységű széles plató. A meddőnek bizonyult Ld-1 fúrás — a szelvény bizonyossága szerint — közvetlenül a Darnó-vonal kiemelt oldalán mélyült. A tervezett fúrásos kutatást célszerű legalább két fúrással a plató és az árok megismerésére telepíteni, szemben a korábban tervezett, vető közelébe eső T-7 helyett.

* Király E.

** Detzky G., Guthy T.



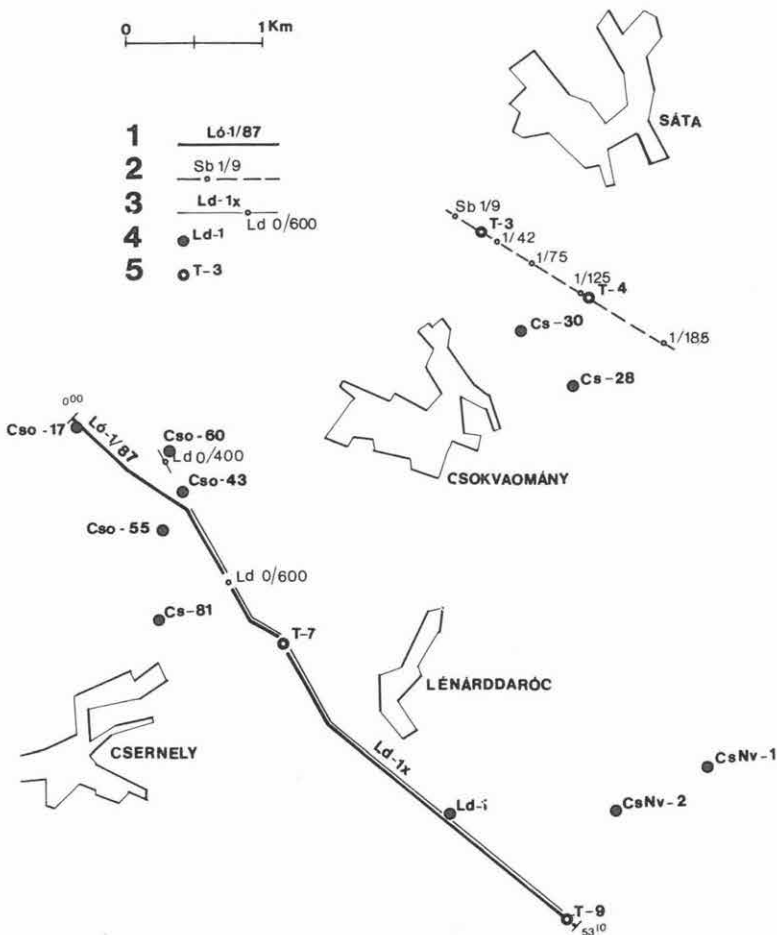
27. ábra. Az Upponyi-hegység környékének geoelektromos aljzatdomborzati térképe
 1 — refrakciós vonal; 2 — reflexiós vonal; 3 — MFS+VES vonal; 4 — tranziens+VES vonal;
 5 — mélyfúrás; 6 — VES pont; 7 — geoelektromos aljzat tengerszinthez viszonyított mélysége [m]

Fig. 27. Geoelectric basement contour map of the Uppony hills and surrounding areas

1—refraction profile; 2—reflection profile; 3—EM+VES profile; 4—transient EM+VES profile; 5—borehole; 6—VES point; 7—depth to geoelectric basement (m, b.s.l.)

Рис. 27. Карта рельефа геоэлектрического фундамента окрестностей Уппоньских гор

1 — профиль сейсморазведки КМПВ; 2 — профиль сейсморазведки МОВ; 3 — профиль ЧЗ+ВЭЗ; 4 — профиль по методу становления и ВЭЗ; 5 — скважина; 6 — ВЭЗ; 7 — глубина до геоэлектрического фундамента под ур. моря (м)



28. ábra. A SÁta környéki geofizikai mérések helyszínrajza

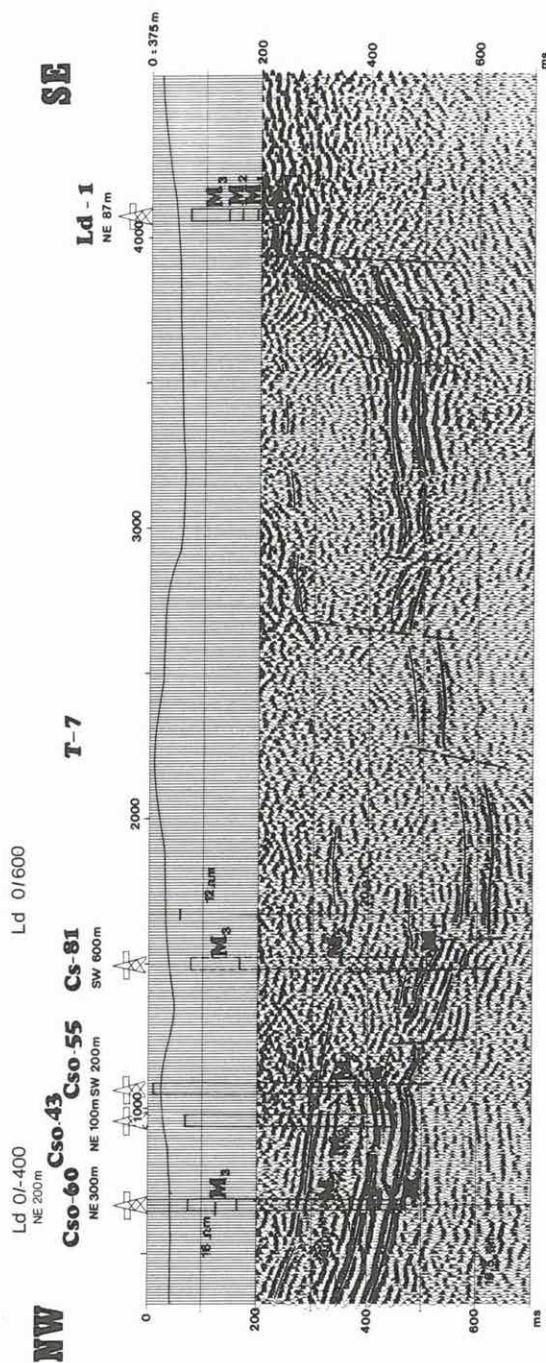
1 — reflexiós szelvény; 2 — tranziens és VES szelvény; 3 — MFS és VES szelvény; 4 — mélyfúrás; 5 — tervezett fúrás

Fig. 28. Location map of integrated geophysical survey near SÁta

1 — reflection seismic profile; 2 — transient EM and VES profile; 3 — FD EM and VES profile; 4 — borehole; 5 — planned borehole

Рис. 28. План ситуации геофизических измерений в окрестностях с. Шата

1 — профиль сейсморазведки МОВ; 2 — профиль по методу МПП и ВЭЗ; 3 — профиль ЧЗ и ВЭЗ; 4 — скважина; 5 — проектная скважина



29. ábra. A Ló-1 migrált reflexiók időszelvény

Fig. 29. Migrated reflection time section Ló-1

Рис. 29. Мигрированный временной разрез сейсморазведки МОВ Лó-1

1.2.3 A Diósjenői diszlokációs öv újraértékelése*

Magyarország földmágnese térképén [HAÁZ–KOMÁROMY 1967] a legmarkánsabb lineáris anomália a Börzsönytől K-re mintegy 100 km hosszban látható. Az anomália két, egymással alig 10° -os szöget bezáró ágból áll, az É-i teljesen folyamatosan 55, a D-i pedig — K-en kissé szaggatottá válva — kb. 85 km hosszú. Mindkettő meredek ÉNy-i dőlésű, lemezszerű hatóval reprodukálható, amelyet kristályos, metamorf kőzetekből állónak véltek [POSGAY 1967]. Az anomália körzetében szénhidrogénkutató fúrásokkal Szécsénynél (1964), Diósjenőnél (1966) és Sósartányánál (1971) érték el — 590 és 1738 m közötti mélységben — az oligocén üledékek aljzatát.

A Szécsénynél feltárt kőzetek egy részét terepen „szerpentinpala”-ként írták le. Valószínűleg ez az információ jutott ki szóbeli közléssel a határon túlra és szolgált alapul ahhoz, hogy az É-i anomália-ág szlovákiai szakaszát a geofizikai értelmezés során szerpentinből állónak minősítsék [KLINEC–MIKO 1973] és hogy még az ezt a feltevést cáfoló MV–12 fúrás 1971. évi lemélyítése után is úgy véljék [FILO 1974], hogy a földmágnese anomáliásáv mindkét ágát — a szécsényi szakasz analógiájára — ultrabázit okozza.

Mind az elsődleges kőzettani tanulmányozás (OGIL), mind az újrajvizsgálat [IVANCSICS–KISHÁZI 1982] során azonban szerpentin helyett valamennyi mintában csak kloritot vagy epidotot találtak, s az illető kőzeteket zöldpalákká minősítették át. Szóbeli közléssel ez az információ is kikerült a határon túlra, s ott hivatkozási alappá vált ahhoz, hogy az anomália okozóját kristályos kőzetekben (gneisz, amfibolit) lássák [ZBOŘIL et al. 1971; KLINEC–MIKO 1973; VASS et al. 1979]. Felmerült még [SZABÓ 1967], hogy a ható esetleg fiatal vulkáni benyomulás anyagából állhat, s a Börzsönyi komplex érckutatás (1966–1979) során ez meglehetősen elterjedt vélemény volt.

Hazai területen az említett fúrások és az anomália viszonyát behatóbban nem elemezték. Az anomália Szlovákiába eső kis szakaszán viszont 1971-ben geofizikai ellenőrző fúrást (MV–12) mélyítettek, amely 560 m-től kezdve egészen 1100 m-ig (talpig) nagy gránátszemcséket és amfibolit-közbetelepüléseket tartalmazó csillámpala–gneisz összletben haladt. A fúromagokon lefolytatott szuszceptibilitás-mérésekből és a palásság közel vízszintes településéből kiindulva új hatószámítást végeztek [FILO 1977], amelyből kiderült, hogy a ható főtömege — egy meredek ÉNy-i dőlésű testként — a mélyfúrás talpa alatt maradt.

A mértékadó hazai tektonikai és mélyföldtani térképeken [SZENTES 1958; VADÁSZ 1960; CSALAGOVITS et al. 1968; WEIN 1969] kb. a földmágnese anomáliásáv D-i szélén jelölték a középhegységi perm–mezozoos és a vepori kristályos összlet határát — minősítés és indoklás, valamint jobbára a földmágnese hatók feltüntetése és említése nélkül. E hatók elsőízben WEIN GY. [1969] térképén szerepeltek az illető (még mindig bizonytalan minősítésű) határtól kissé É-ra (lehet, hogy az elcsúsztatás csak grafikai megoldás volt). A földmágnese hatók egybeesését a tárgyalt határral elsőízben SZABÓ Z. [1967] említette, s a Börzsönyi komplex érckutatás során ez a felfogás elterjedt.

Az anomáliásáv Ny-i elvégződésén kapott geofizikai adatok összesítésével kimutattuk [BALLA et al. 1978], hogy a földmágnese ható az aljzatdomborzat befolyásától megtisztított gravitációs képben egy 10 mGal-os lépcsővel esik egybe. Az értelmezés során arra a következtetésre jutottunk, hogy a meredek ÉNy-i dőlésű ható

* Balla Z.

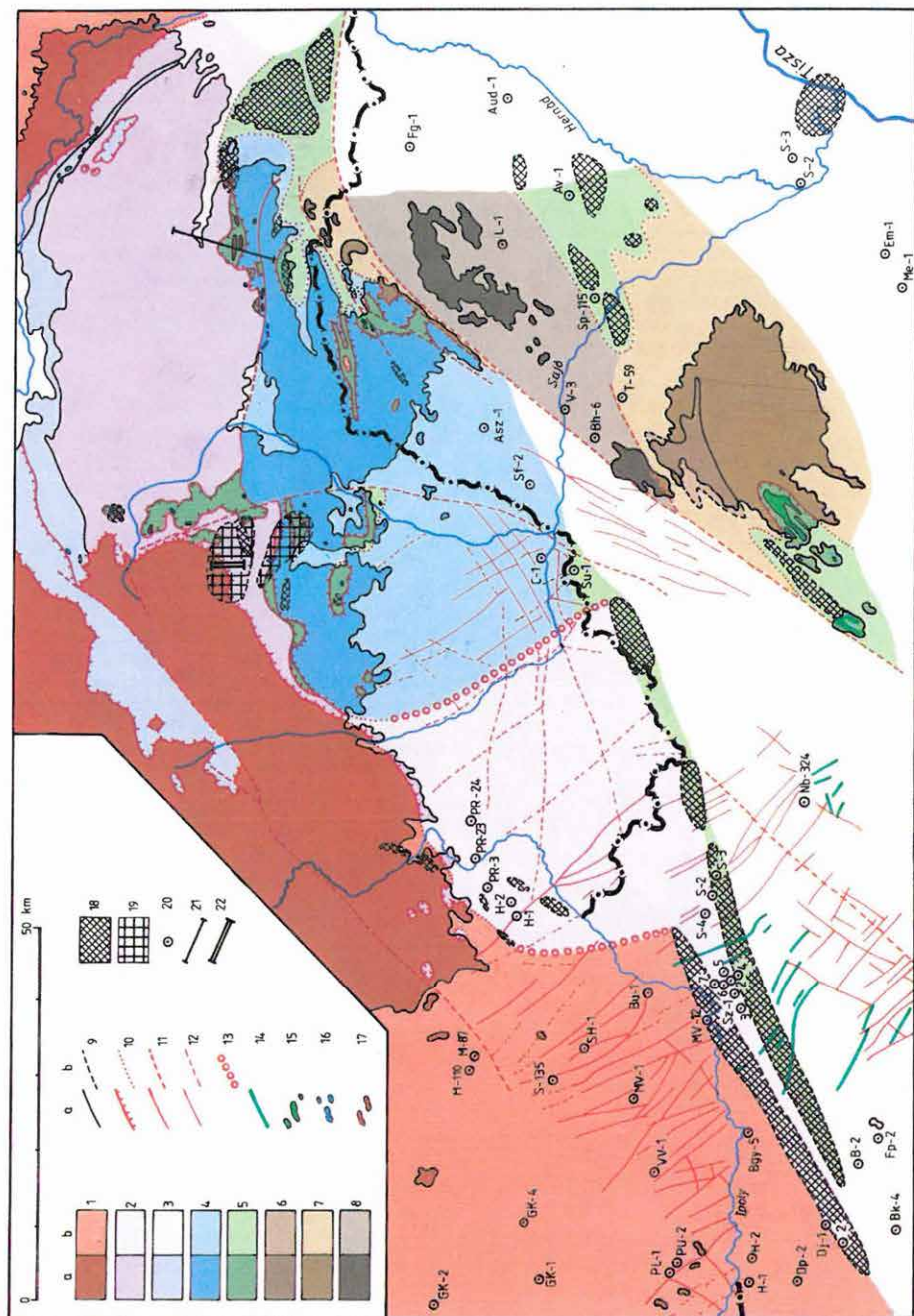
anyaga a környezetétől idegen, s alacsony szuszceptibilitása miatt nem állhat kizárólag magmás kőzetekből. Ebből és a két nagyszerkezeti egység határán elfoglalt helyzetből kiindulva úgy véltük, hogy a ható egy diszlokációs övvel esik egybe, amelyben — tektonikus mozgások eredményeképpen — magmás és üledékes kőzetek váltakoznak. Ny felé — a fiatal vulkanitok által erősen megzavart földmágnesez terű Börzsöny-hegység aljzatában — az övet szeizmikus szelvények alapján követtük.

A további Ny-i folytatás a Rába-vonalban — a később kijelölt Ógyallai (Hurbanó-i)-vonalon át — már WEIN Gy. [1969] térképén is szerepelt. Ezzel a korrelációval összhangban szlovák kutatók [GRECULA-EGYÜD 1977; GRECULA-VARGA 1979] a K-i folytatást a Rozsnyó-vonalban vélték felismerni, bár az összekötő szakaszt konkrét adatokkal nem támasztották alá.

Az Ógyallai-Diósjenői-vonalra a hazai tektonikai vizsgálatokban akkortól irányul különösebb figyelem, amikor KOVÁCS S. [1983] felállította nagy jelentőségű hipotézisét arról, hogy a Bakonyi-egység eredetileg az Alpokon belül volt: ebben a vonalban látta ugyanis az egység É-i határának, a DAV-Rába-vonalnak a folytatását. KÁZMÉR M. [1984] a Bakonyi-egység kinyomódását az oligocénre tette és ékmodellre vezette vissza. A feltételezett mozgás és a tényleges szerkezet egyeztetésével azonban kimutattuk [BALLA 1988], hogy a kinyomódó testnek KÁZMÉR M. és KOVÁCS S. [1985] által feltételezett É-i határa nem hordozhatja teljes hosszában a Bakonyi-egység és az Északi Mészkő-Alpok között mérhető mintegy 500 km-es balos elmozdulást. Elemzésünkéből következően a kinyomódás K-en csak a Magura-öv gyűrődésében és takaróképződésében oldódhatott fel, s így a DAV-Rába-vonal menti amplitúdót Ny-ról K-re haladva egyre inkább a Nyugati-Kárpátok belső deformációja vette fel, valószínűleg balos eltolódások sorozatával. Az eredeti vonal mentén ebben az irányban az elmozdulás egyre csökkent, s maga a vonal legfeljebb a mereven maradt, K felé nyomuló Bakonyi- és a szétnyomódó, balos nyírást elszenvedő Nyugat-Kárpáti-egység között lehetett határ.

Az Ógyallai-Diósjenői-vonal *D-i oldalán* korábban csak a Középhegységi-egység jelenlétével számoltak, mivel a Bükk-egység Ny-i határát a legutóbbi időkig a Darnó-vonalban látták. A felhalmozódott adatok és ismeretek elemzésével azonban kimutattuk [ZELENKA et al. 1983], hogy a Darnó-vonalon messze túl Ny-ra is még bükki jellegű aljzat van. Kréta vagy jura képződményeket a Pilis és a Bükk között seholsem mutattak ki, MAJOROS Gy. [1980] és KOVÁCS S. [1980] vizsgálataiból pedig kitűnt, hogy a Dunántúli-középhegység K-i részének várható vagy ismert permi és triász rétegsorai a bükkiekhez hasonlóak vagy azokhoz rövidtávú fáciesátmenettel kapcsolódnak. Így tehát a permi-mezozoos képződmények jellege alapján a Középhegységi- és a Bükk-egység határának helyzete a Pilis és a Bükk közötti területen teljesen bizonytalannak látszik. A szerkezeti jelleg váltása sem fogható be pontosabban ugyan ezen a széles sávon belül: a legkeletibb még biztosan középhegységi stílusú (viszonylag nyugodt) szerkezet a Pilisben (a Nagy-Kévély vidékén) és a Budai-hegység ÉNy-i részén (a Nagy-Kopasz környékén), míg a már bizonyíthatóan bükki stílusú (gyűrűtakarós) szerkezet legnyugatibb előfordulása a Recski színesérc lelőhely aljzatában van.

A legújabb tektonikai térképen [BREZSNYÁNSZKY-HAAS 1985] ezt a határt valahol a Zagyva-árokban vonták meg, gyakorlatilag mindennemű indoklás nélkül. Elképzelhető érv lehetne az, hogy a két egység határa a Balatontól D-re a fiatal szerkezetben oly módon jelentkezik, hogy a Bükk-egység folytatása (az Igali-öv) még a pannon üledékek szintjében is besüllyedt helyzetben van a Középhegységihez képest [BALLA et al. 1987], s a Zagyva-árok Ny-i határa éppen ilyen típusú szerkezet-



30. ábra. Észak-Magyarország és Délkelet-Szlovákia harmadidőszak előtti szerkezeti elemeinek vázlata. Készült BAJANÍK et al. [1984], GRILL et al. [1984], FUSÁN et al. [1967, 1971], FÜLÖP [1984] és MAHEC et al. [1984] térképeinek, valamint HOVORKA [1985] és KAMENICKÝ [1957] vázlatainak felhasználásával. Helyzetét l. a 34. ábrán

a — felszínen, b — fedetten; 1 — Veporikum (K-en Tatrikummal együtt); 2–3 — Gömörikum; 2 — paleozoikum, 3 — mezozoikum; 4 — Szilicei-Aggteleki-takará; 5 — Mellétei-Komjáti-Szarvaskői-Darnói-takará; 6–7 — Tornai-Bükki paraautochton; 6 — paleozoikum, 7 — mezozoikum; 8 — upponyi-szendrői paleozoikum; 9 — földtani határ; 10 — rátolódásos egység-határ; 11 — fontosabb törés; 12 — alárendelt törés; 13 — bizonytalan jellegű egység-határ; 14 — középső miocén andezittek; 15–17 — jellegzetes mezozoos közetek: 15 — bazitok, 16 — ultrabazitok, 17 — glaukofanitok; 18–19 — földmágneses anomália hatója a harmadidőszak előtti képződményeken belül: 18 — az aljzat felszínén vagy annak közelében, 19 — mélyebben; 20 — a kibúvási területektől távol aljzatot ért mélyfúrás; 21 — a 31/A ábra nyomvonala; 22 — a 31/C ábra nyomvonala. A területi alapon elnevezett fúrások jelei: Asz — Alsószuha, Aad — Abaújdevecser, Av — Alsóvadász, B — Bánk, Bgy — Balassagyarmat, Bh — Bánhorváti, Bk — Berkenye, Bu — Bušince, Dj — Diósjenő, Dp — Drégelypalánk, Em — Emőd, Fg — Felsőgagy, Fp — Felsőpetény, H — Hont (DNy-on), L — Lak, Me — Mezőkeresztes, Nb — Nagybátöny, S — Sósartyán (Ny-on), S — Sajóhidvég (K-en), Sf — Serényfalva, Sp — Sajószentpéter, Su — Susa, Sz — Szécsény, T — Tardona, V — Vadna (a szlovákiai fúrások nagy részét nem területi alapon nevezték el)

Fig. 30. Sketch of pre-Tertiary structure of Northern Hungary and Southeast Slovakia. Compiled using the maps of BAJANÍK et al. [1984], GRILL et al. [1984], FUSÁN et al. [1967, 1971], FÜLÖP [1984] and MAHEC et al. [1984] and the sketches of HOVORKA [1985] and KAMENICKÝ [1957]. Its location to be seen in Fig. 34

a—exposed, b—covered; 1—Veporicum (in the east together with Tatricum); 2–3—Gemicum: 2—Palaeozoic, 3—Mesozoic; 4—Silica-Aggtelek nappe; 5—Meliata-Komjáti-Szarvaskő-Darnó nappe; 6–7—Torna-Bükk paraautochtone; 6—Palaeozoic, 7—Mesozoic; 8—Uppony-Szendrő Palaeozoic; 9—geologic boundary; 10—overthrust as boundary of tectonic units; 11—large fault; 12—second-order fault; 13—boundary of uncertain origin between tectonic units; 14—Middle Miocene andesite dyke; 15–17—characteristic Mesozoic rocks: 15—mafic, 16—ultramafic, 17—glaukophanites; 18–19—magnetic bodies within pre-Tertiary formations: 18—on the basement or close to it, 19—deeper; 20—borehole penetrating basement far of its exposures; 21—location of profile of Fig. 31/A; 22—location of profile of Fig. 31/C. Borehole codes derived from names of nearby villages are listed in the Hungarian text (most Slovakian borehole codes are location independent)

Рис. 30. Схема дотретичных структурных элементов Северной Венгрии и Юговосточной Словакии. Составлена с использованием карт Баяника и др. (BAJANÍK et al. 1984), Грилла и др. (GRILL et al. 1984a), Фусана и др. (FUSÁN et al. 1967, 1971), Фюлөпа (FÜLÖP 1984) и Магеля и др. (MAHEC et al. 1984), а также схем Говорки (HOVORKA 1985) и Каменицкого (KAMENICKÝ 1957). Положение см. на рис. 34

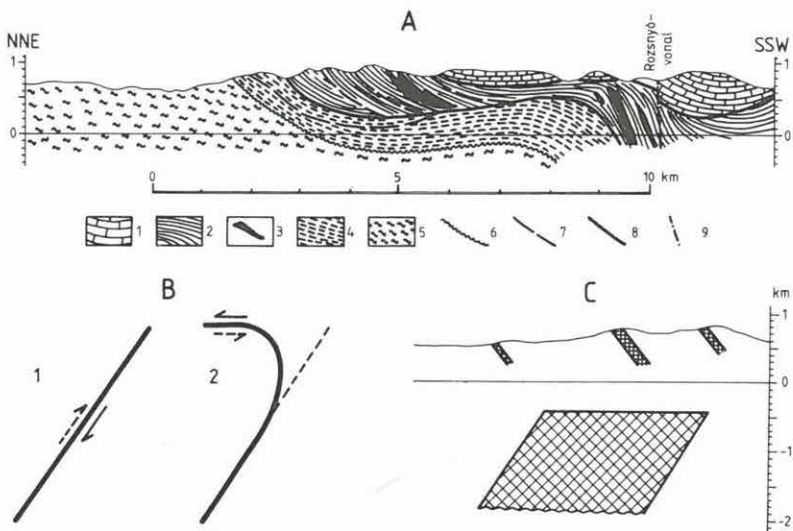
a — обнажено, b — перекрыто; 1 — вепорикум (на востоке — вместе с татрикумом); 2–3 — гемерикум: 2 — палеозой, 3 — мезозой; 4 — Силицейско-Аггтелекский покров; 5 — Мелятско-Комьятско-Сарвашкёйско-Дарнойский покров; 6–7 — Торнайско-Бюкский параавтохтон; 6 — палеозой, 7 — мезозой; 8 — уппоньско-сендрёйский палеозой; 9 — геологическая граница; 10 — надвиговая граница тектонических единиц; 11 — крупный разлом; 12 — второстепенный разлом; 13 — граница тектонических единиц неясного характера; 14 — дайки среднемиоценовых андезитов; 15–17 — характерные мезозойские породы; 15 — основные; 16 — ультраосновные, 17 — глаукофановые; 18–19 — магнитные возмущающие тела внутри дотретичных образований: 18 — на поверхности фундамента или вблизи от нее, 19 — глубже; 20 — скважина, вскрывшая фундамент вдали от его выходов на поверхность; 21 — линия профиля на рис. 31/A; 22 — линия профиля на рис. 31/c. Обозначения скважин, названных по близлежащим населенным пунктам, см. в венгерском тексте (большинство скважин в Словакии названо по иным принципам)

ként lenne felfogható. A határ két szakaszának jellege azonban eltérő is lehet: míg a Balaton-menti szakasz az oligocénben jobbos eltolódás, a miocénben pedig balos eltolódás és erőteljes összennyomódás színtere volt [BALLA 1988], addig a Zagyva-árokra eső szakasz esetében egyik esemény feltételezéséhez sincs alap. Tényként csak az kétségtelen, hogy a Budai-Pilis-hegység és a Darnó-vonal között a fiatal szerkezet legmarkánsabb eleme a Zagyva-árok. Ez a tény a kérdéses határ megvonásához azonban csak azzal az előfeltétellezzel használható fel, hogy az illető határ felújult a pannonban. Mivel azonban ez a feltevés közvetlenül nem támasztható alá, a közép-hegységi/bükki határ helyzetét — a kérdést tárgyilagosan szemlélve — az adott területen belül teljesen bizonytalannak kell tekintenünk.

A Diósjenői diszlokációs öv *É-i oldalán* a magyar kutatók a legutóbbi időig csak a Vepori-egység jelenlétével számoltak, bár már FUSÁN et al. [1971] térképéből világos volt, hogy K-en már gömöri paleozoikum van. Ennek — a ma tulajdonképeni „Gömörikum”-nak [GRECULA 1982] nevezett egységnek — a határa a Veporikummal a felszíni kibúvások sávjában egy kb. 45° alatt DK-nek dőlő rátolódási sík — a Lubeník-vonal [ABONYI 1974; REICHWALDER 1982]. Medencealjzatbeli folytatását DNy felé egy ÉÉNy-DDK csapású haránttöréssel vélik lezárhatónak [VASS et al. 1979]. Ez magyar területen pontosan a diósjenői földmágneses anomália É-i ágának K-i végére futna ki (30. ábra). Ezt a törést azonban — vagy, ha nem azt, a bármilyen más jellegű határt — a D-i földmágneses anomália-ág nyilvánvalóan lezárja vagy elveti.

A K-en következő nagyszerkezeti határ a Gömörikum („gömöri paleozoikum”) és a Szilicei-egység („gömöri mezozoikum”) között van. A Szilicei-egységről ma már bizonyos, hogy takaróként települ a Mellétei-egység felett [KOZUR-MOCK 1973], ezen utóbbi tektonikai helyzetét illetően azonban megoszlanak a vélemények. Az ok a földtani kép kétértelműségében rejlik. A mai szerkezetben a mellétei sorozat (triász-jura) a Gömörikum felett van, legalább részben rátolódva, mégpedig D-ről É-felé [MELO-REICHWALDER 1979; REICHWALDER 1982; BAJANÍK et al. 1984]. Ugyanakkor az alatta hasonló helyzetben levő rozsnyói-zseleznyiki összlettel (perm) számos tény köti össze, akárcsak ezen utóbbit — a Gömörikummal. Ez a körülmény szolgáltat alapot ahhoz, hogy mindkettőt a Gömörikum eredeti üledéburkaként értelmezzék s a helyenkénti rátolódásokat elhanyagolhatónak minősítsék [MAHEL' 1984]. A Szilicei-egység mindezek felett éles tektonikai diszkordanciával, takaróként települ (31/A. ábra), mai elterjedéséből ítélve, kétségtelen É-i vergenciával. Erre az a magyarázat született, hogy többszakaszos, de azonos irányú mozgással került mai helyzetébe.

A Szilicei-egység és a Gömörikum határának közelében régóta ismeretesek glaukofanitok [KAMENICKY 1957]. A lemeztektonikai értelmezések megjelenésekor — ezeket az ugyancsak régóta ismeretes fiatal gömöri gránitokkal összekapcsolva — egy páros metamorf zónát körvonalaztak, amely egy É-i dőlésű szubdukciós öv nyomaként volt értelmezhető [HOVORKA 1979]. Ez a következtetés ugyan ellentétben állónak látszott valamennyi rendelkezésre álló szerkezeti adattal, azonban összeesengett a faunakapcsolatok elemzéséből született azon véleménnyel [MOCK 1978; KOVÁCS 1980], hogy a Szilicei-egység eredetileg a Mellétei-egységtől É-ra helyezkedett el. Az Aggteleki-Rudabányai-hegység újratérképezése nyomán kialakult felfogás [GRILL et al. 1984] is ezzel került összhangba, mivel a Szilicei-takaró hazai analógiájának, az Aggteleki-takarónak a bázismelanzsában (a „Komjáti-takaró”-ban) a Mellétei-egység bázitjaival és ultrabázitjaival rokonítható törmelékanyagot mutattak ki



31. ábra. A Gömöri-, a Mellétei- és a Szilicei-egység viszonya és annak eredete
A) Földtani szelvény a Rozsnyó-vonalon át, REICHWALDER [1982] nyomán, egyszerűsítve. Helyzetét l. a 30. ábrán

1 — Szilicei-takaró; 2 — Mellétei-takaró; 3 — bázisos magmatitok; 4 — a Gömörikum felső-paleozoos üledékburka; 5 — Gömörikum; 6 — eróziós határ; 7 — egységeken belüli takaróhatár; 8 — egységek közötti takaróhatár; 9 — meredek dőlésű törés

B) A mai szerkezet kialakulásának vázlata

1 — az eredeti állapot (kb. a jura végén); 2 — a mai állapot létrejötte a korábbival ellentétes irányú mozgás során (kb. a kréta közepén)

C) A rochovcei földmágneses anomália hatói FILO [1977] nyomán (az eredeti szelvény tükörképe). Helyzetét l. a 30. ábrán

Fig. 31. Relationship between the Gemic, Meliata and Silica units and origin of relationship

A) Geologic section across the Rožňava line, simplified after REICHWALDER [1982]. For location, see Fig. 30.

1—Silica nappe; 2—Meliata nappe; 3—mafic magmatites; 4—Upper Palaeozoic cover of the Gemicum; 5—Gemicum; 6—erosion boundary; 7—overthrust boundary within a tectonic unit; 8—overthrust boundary between tectonic units; 9—steep-dipping fault

B) Sketch of origin of present structure

1—original situation (at about the end of the Jurassic), 2—formation of present situation due to opposite movements (at about middle of Cretaceous)

C) Magnetic bodies in Rochovce, after FILO [1977], mirror image. For location, see Fig. 30

s még mélyebb tektonikai helyzetben egy új egységet ismertek fel, a Tornai-parautochtont, amely a Bükkivel volt párhuzamosítható.

Ezen alternatív felfogás keretében (1) a Mellétei-medencétől É-ra volt a Gömöri- és a Szilicei-, D-re pedig a Tornai-Bükk-egység, (2) a medence bezáródása során, valamikor a jura/kréta határ környékén D-i vergenciájú mozgással került a Mellétei-egység a Tornai-Bükk-, a Szilicei- pedig a Mellétei- fölé, s (3) a mai É-i vergenciájú szerkezet csak későbbi, a korábbival ellentétes irányú mozgással — lényegében visszatolódással — alakult ki a középsőkrétában. E visszatolódás harántszelvényben várható nyoma az lenne, ha a felszínközeli lapos D-i dölések lefelé egyre meredekebbé, majd ellenkező, azaz É-i irányúvá válnának (31/B. ábra). A dőlésnövekedés jól jelentkezik a magnetotellurikus szondázás adataiban [GRECULA-VARGA 1979], a rochovcei földmágneses anomália hatójára kapott megoldás (31/C. ábra) pedig a dőlésirányváltás jeleként értelmezhető.

Ez közvetlenül inkább a Lubeník-vonalra vonatkoztatható, amely azonban valószínűleg [VARGA 1971; GRECULA 1973] ugyanazt a mélyszerkezeti képet tükrözi, mint a Gömöri- és a Szilicei+ Mellétei-egység határa (K-en: Rozsnyó-vonal). E határ Ny-on — a medencealjzatban — meredeken D-nek, majd DDK-nek fordul [FUSÁN et al. 1971] s kb. a diósjenői földmágneses anomáliásáv D-i ágának K-i végére csatlakozik (30. ábra), esetleg egy ugyanolyan ÉÉNy-DDK csapású haránttöréssel, mint a Ny-ra eső Vepor/Gömör határ [MAHEL' 1984].

A Diósjenői diszlokációs övtől É-ra ismert mindkét nagyszerkezeti határ tehát a medencealjzatban azonos módon fordul D-nek és csatlakozik a diszlokációs övvel kapcsolatos két földmágneses anomália-ág megfelelő K-i végére. Az így kialakuló szerkezeti kép alapján feltételezhető, hogy a földmágneses hatók az illető nagyszerkezeti határok elnyírásával keletkeztek, s anyagukban az illető határok mentén egymással érintkező egységek közei vannak jelen. A térképi rajzolatból (30. ábra) a nyírás következtében fellépő eltolódások jobbosnak adódnak, s ugyanilyen jobbos elmozdulás tételezhető fel (32. ábra) a Gömörikum felszíni és medencebeli területeinek konfigurációja alapján is.

A fentiekből kiindulva a D-i anomália-ág hatójában elsősorban mellétei eredetű, azaz mezozoos, a két anomália-ág közötti ékben és az É-i anomália-ág hatójában pedig gömöri eredetű, azaz paleozoos, bázisos-ultrabázisos magmatitok várhatók — üledékek kíséretében vagy azok nélkül, de mindenképpen a megfelelő erősségű (mellétei: zöldpala-fáciesű vagy gyengébb, gömöri: zöldpala- vagy amfibolit-fáciesű) me-

Рис. 31. Соотношение Гемерской, Мелятской и Силицейской единиц и его происхождение

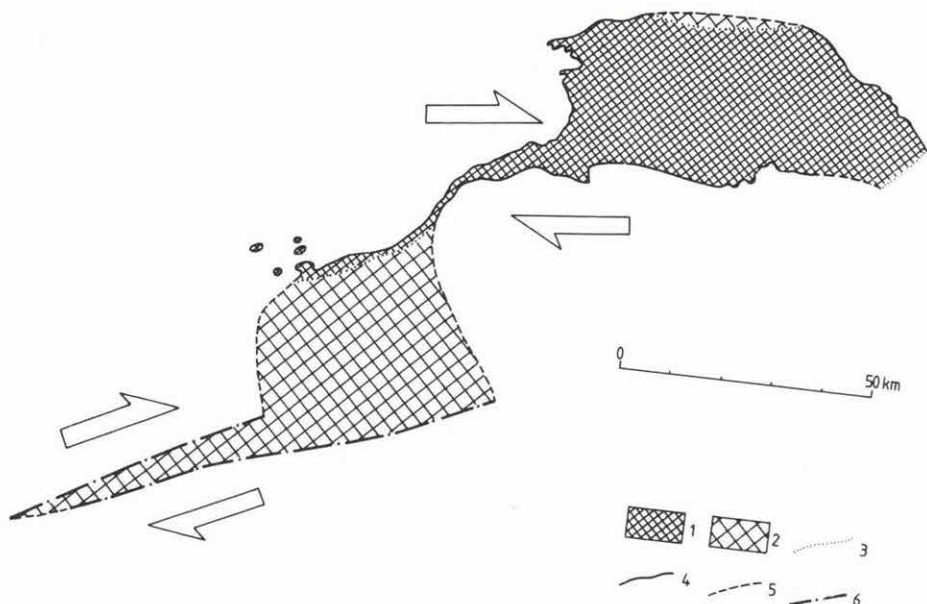
А) Геологический разрез через Рожнявскую линию, по Рейхвальдеру (REICHWALDER 1982), с упрощением. Положение см. на рис. 30.

1 — Силицейский покров; 2 — Мелятский покров; 3 — основные магматиты; 4 — верхнепалеозойский чехол гемерикума; 5 — гемерикум; 6 — эрозионная граница; 7 — надвиговая граница внутри тектонической единицы; 8 — надвиговая граница между тектоническими единицами; 9 — крутопадающий разлом

В) Схема возникновения современной структуры

1 — исходная ситуация (примерно в конце юры), 2 — возникновение современной ситуации в ходе движений противоположного направления (примерно в середине мела)

С) Возмущающие тела магнитной аномалии в Роховцах, по Фило (FILO 1977; зеркальное отражение опубликованного профиля). Положение см. на рис. 30



32. ábra. A Gömörikum mai térképi alakjából feltételezhető jobbos eltolódások
1–2 — a Gömörikum (korábbi szerzőknél „gömöri paleozoikum”) elterjedése a 30. ábra alapján: 1 — a felszínen, 2 — fedetten; 3 — a kibúvási terület határa; 4–6 — a Gömörikum elterjedési határa: 4 — a felszínen (rátolódás), 5 — fedetten (rátolódás vagy bizonytalan eredetű), 6 — földmágneses anomáliásávok tengelyvonalai mentén (eltolódás)

Fig. 32. Dextral strike slips assumed on the basis of the present structural pattern of the Gemicum

1–2—areas of the Gemicum (earlier name: Gemic Palaeozoic) from Fig. 30: 1—exposed, 2—covered; 3—boundary of exposed areas; 4–6—boundary of the Gemicum: 4—exposed (overthrust), 5—covered (overthrust or of uncertain type), 6—along axes of magnetic anomalies (strike-slip)

Рис. 32. Правые сдвиги, предполагаемые по современному структурному рисунку гемерикума

1–2 — распространение гемерикума (раньше: «гемерского палеозоя») по рис. 30; 1 — на поверхности, 2 — на глубине; 3 — контур обнаженной площади; 4–6 — контур гемерикума: 4 — на поверхности (надвиговый), 5 — на глубине (надвиговый или неясного характера), 6 — следующий осевым линиям магнитных аномалий (сдвиговый)

tamorfózissal. Nyírásos eredetű határokról lévén szó, a hatókon belül nem lehet kizárni az É-ről szomszédos (a D-i ágban gömöri, az É-iban vepori) egység anyagának jelenlétét sem, de valószínűleg csak alárendelt mennyiségben és a túlsúlyban lévő képződményekkel összepikkelyezett állapotban.

Az előzőekre támaszkodva a legújabb leírás [IVANCSICS–KISHÁZI 1982] alapján áttekintettük a diósjenői, szécsényi és sóshartyáni fúrások kőzeteinek minősítéseit. Úgy látszik, a vizsgálat során fel sem merült az a lehetőség, hogy esetleg össze nem tartozó kőzetek vannak jelen, s a közettársaságot eleve összevontan — „Veporikum”-ként — jellemezték. Minden kőzetben zöldpala-fáciesű metamorfózist mutattak ki,

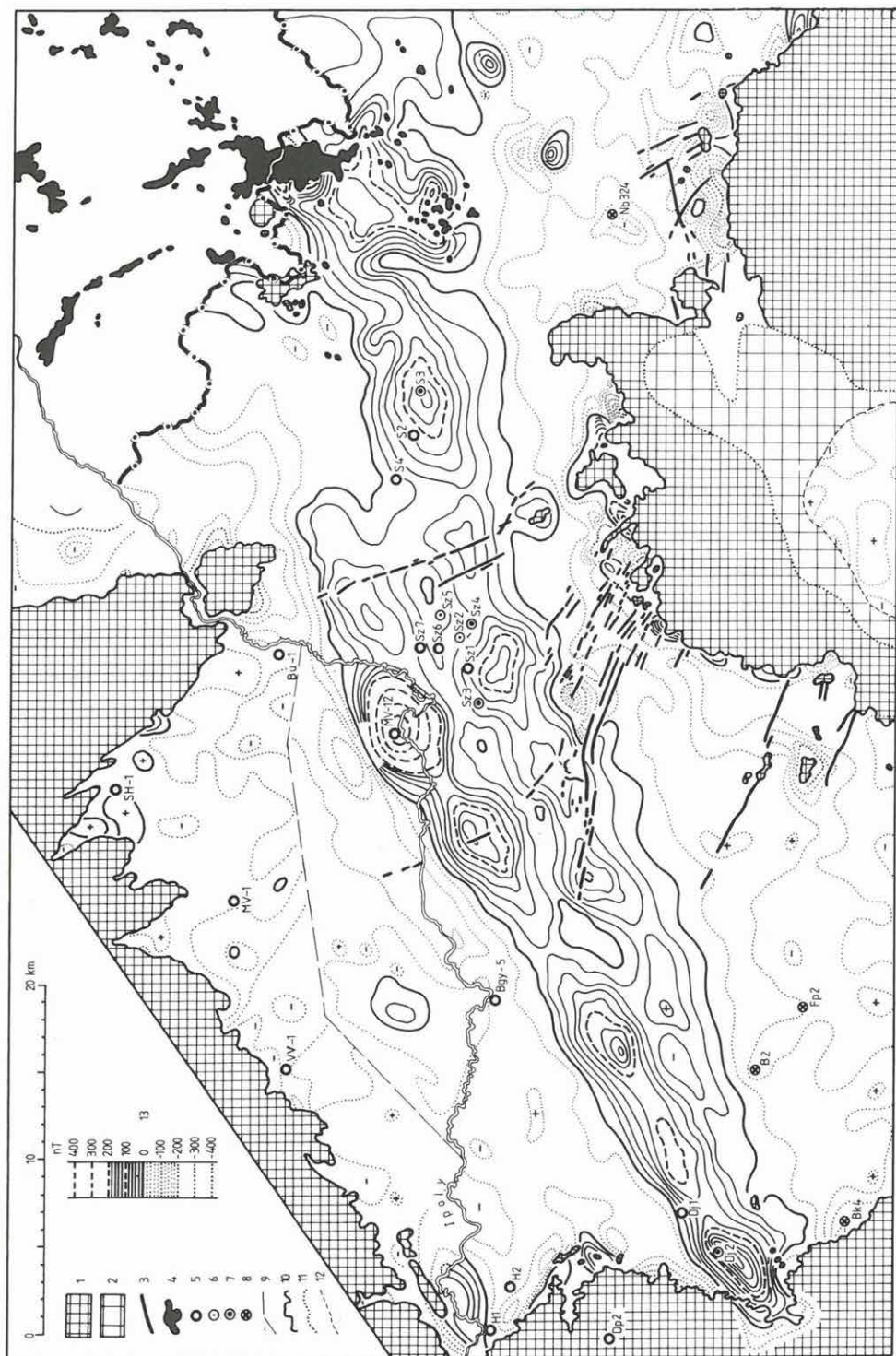
s egyes csiszolatokban azt is, hogy ez — retrográd fázist képviselve — egy erősebb, a mélyebb zöldpala- vagy magasabb amfibolit-fáciesű metamorfózis után lépett fel; az a priori összevonás következtében azonban ugyanezt tételezték fel mindazon kőzetek esetében is, amelyek csiszolataiban a korábbi erősebb metamorfózisnak nyomát sem észlelték.

Arra a következtetésre jutottunk tehát, hogy a kőzeteket két csoportba kell osztani — egyikbe a bizonyítottan, a másikba a csak feltételezetten retrográd módon jelentkező zöldpala-fáciesű metamorfitokat sorolva (*II. táblázat*) — és meg kell vizsgálni e két kőzettípus térbeli eloszlását, különös tekintettel a földmágneses anomáliákhoz viszonyított helyzetükre (*33. ábra*). A vizsgálat meglehetősen egyértelmű eredményre vezetett: a csak feltételezetten retrográd zöldpala-fáciesű metamorfózist szenvedett kőzetek kivétel nélkül az anomália-sávra, míg a bizonyítottan korábbi, erősebb metamorfózison átesettek az anomália-mentes területre kerültek. A két csoport között — bár jóval kevésbé határozottan — egy másik fontos különbség is körvonalazódott: a földmágneses hatóval kapcsolatba hozható kőzetek többnyire bázisos, míg az azon kívüliek uralkodóan savanyú összetételűnek bizonyultak.

A rendelkezésre álló kőzettani adatok tehát összhangban állnak azzal a feltevessel, hogy a diósjenői földmágneses anomáliásáv D-i ága zömében mellétei típusú mezozoos bázitokból és esetleg kísérő üledékekből, az É-i ág viszont zömében gömöri típusú paleozoos bázitokból áll. A köztes területen feltárt viszonylag magas eredeti metamorf fokú kőzeteket nem sikerült azonosítani egyik konkrét vepori összlettel sem [IVANCSICS-KISHÁZI 1982]. Véleményünk szerint a metamorfózis megadott foka — a zöldpala-/amfibolit-fácies határ párhuzam — nemcsak a vepori kristályossal, hanem a gömöri paleozoikummal való párhuzamosítást is megengedi, hiszen ezen utóbbiban is ismereteseek amfibolit-fáciesű metamorfitok [DIANIŠKA-GRECU 1979; GRECU 1982] s a rajzolat alapján ez sokkal valószínűbbnek látszik.

A diósjenői földmágneses anomáliásáv két ágának hatója tehát egy-egy nyírásos eredetű diszlokációs öv, amelyek közül az É-i a Vepori- és a Gömöri-, a D-i pedig a Gömöri- és a Szilicei+Mellétei-egység határát veti el vagy zárja le. A Szilicei+Aggteleki+Mellétei-Darnói+Tornai-Bükki-egység a Diósjenői diszlokációs öv D-i oldalán is megvan, s így Ny-i határa esetében elvetésről, mégpedig *jobbos* elvetésről beszélhetünk. A D-i anomália-ág hatóját illetően kialakított feltevésünk keretében a minimális elvetés a ható hosszával (85 km) egyenlő, s így az illető határ folytatása a Ny-i elvégződéstől kezdve DDK vagy DK irányban lenne várható, a távolabbi területek szerkezeti képéből ítélve fokozatosan D-i, majd DNY-i irányba hajlóan, végül is — a Közép-Dunántúl szerkezetéről kialakított kép [BALLA et al. 1987] alapján — a Buzsáki-vonalra csatlakozóan (*34. ábra*). Itt azonban a határtól Ny-ra nem a Gömöri-, hanem a Középhegységi-egység következik, s a kettő közvetlen korrelációja számos problémát vetne fel. A kérdés elemzése messze túlnőne jelen tanulmányunk keretein, s így attól eltekintünk. Hasonló a helyzet a körvonalazott jobbos eltolódásokkal is, amelyek sem a miocén, sem az oligocén kinematikába [BALLA 1988] nem illeszkednek, s így valószínűleg idősebbek.

Az aljzatdomborzattól független *gravitációs lépcső* [BALLA et al. 1978] a két anomália-ág közül a D-ihez kötődik s a szórványos szeizmikus szelvények alapján annak K-i elvégződéséig követhető. Még nagyobb, de ugyanilyen jellegű gravitációs lépcső figyelhető meg a Ny-i folytatásban is, a Rába-vonal mentén [BALLA 1989]. A gravitációs lépcső létezése tehát függetlennek látszik attól, milyen konkrét nagyszerkezeti egység van a Rába-Diósjenői-vonal két oldalán: az Ausztróalpi-, a Vepori- és a Gömöri-egység egyaránt nagyobb — az aljzat domborzatától és legfelső szintjeinek



33. ábra. A diósjenői földmágneses anomália (a K-i elvégződés nélkül), HAÁZ-KOMÁROMY [1967–1968], FILO [1968, in ZBOŘIL et al. 1971: 4. ábra] és ŠALANSKÝ [1970, in VASS et al. 1979: 9. ábra] térképeinek összerajzolásával; a szlovák térképek izovonalainak értékét a magyar térképpel való egyeztetés érdekében 40 nT-val csökkentettük. Helyzetét l. a 34. ábrán

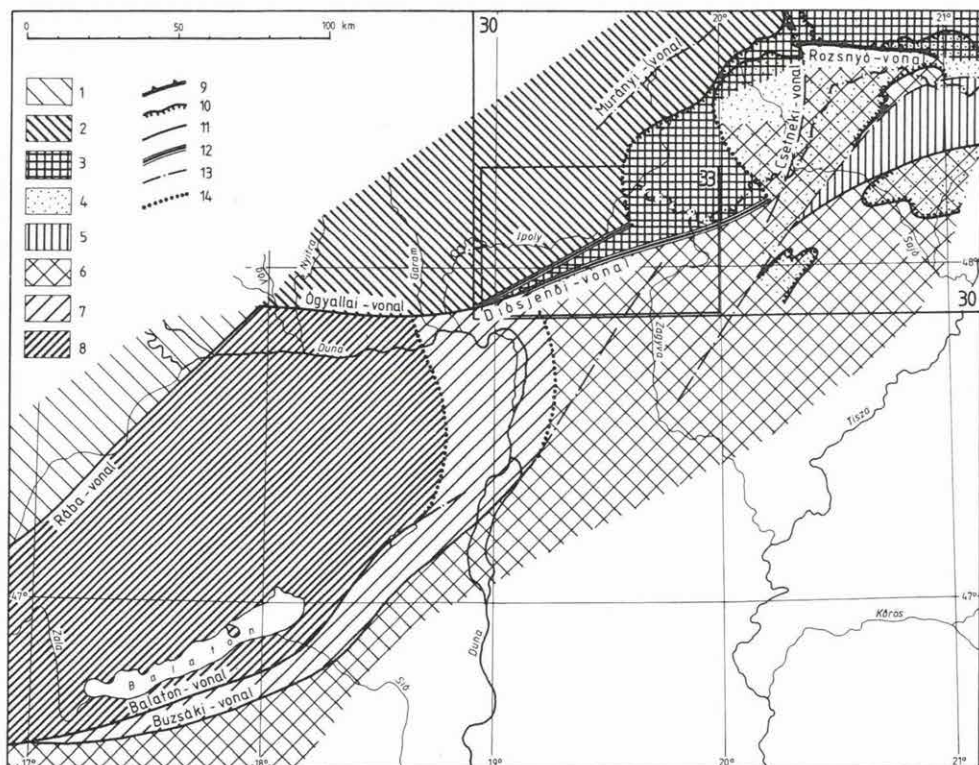
1–2 — középső miocén andezitösszet: 1 — felszínen, 2 — fedetten; 3 — középső miocén andezittelérek; 4 — fiatalabb alkáli bazaltok (felszínen); 5–8 — mélyfúrások, az aljzatból származó kőzetekben: 5 — az amfibolit–zöldpala fácies körüli, vagy erősebb metamorfózis biztos jeleivel; 6 — bizonytalan jellegű metamorfózissal; 7 — csak zöldpala fáciesű metamorfózissal, annak retrográd eredetére mutató közvetlen nyomok nélkül; 8 — metamorfózis nélkül, vagy annak csak igen gyenge jeleivel; 9 — földi ΔZ - (magyar és az MV-12 fúrást környező szlovák területen) és légimágneses ΔT -felvétel (a többi szlovák területen) határa; 10 — vulkáni összlet határa idősebb üledékekkel; 11 — vulkáni összlet határa fiatalabb üledékekkel; 12 — vulkáni összlet eróziós eredetű kiékelődési vonala fedőüledékek alatt; 13 — a földmágneses térerősség izovonal-osztása. A területi alapon elnevezett fúrások jeleinek magyarázatát lásd a 30. ábránál

Fig. 33. The Diósjenő magnetic anomaly (without its eastern end), compiled using the maps of HAÁZ and KOMÁROMY [1967–68], FILO [1968, in ZBOŘIL et al. 1971: Fig. 4] and ŠALANSKÝ [1970, in VASS et al. 1979: Fig. 9]. Isolines in Slovakian maps have been decreased by 40 nT to fit Hungarian maps. For location, see Fig. 34

1–2—Middle Miocene andesitic sequence: 1—exposed, 2—covered; 3—Middle Miocene andesite dykes; 4—younger alkali basalts (exposed); 5–8—boreholes penetrating basement composed of rocks: 5—with clear signs of metamorphism around the boundary of amphibolitic and greenschist facies or higher, 6—with metamorphism of uncertain type, 7—with metamorphism in greenschist facies only (without any signs of its retrograde origin), 8—without any metamorphism or with its very gentle signs; 9—boundary of geomagnetic ΔZ survey (in Hungary and around borehole MV-12 in Slovakia) and of airborne ΔT magnetometry (in other regions of Slovakia); 10—contact of volcanic formations with older sediments; 11—same with younger sediments; 12—the line of erosional wedging out of volcanic formations beneath the overlying sediments; 13—isolines of the magnetic field. For borehole codes see Hungarian text of Fig. 30

Рис. 33. Диошёнёйская магнитная аномалия (без восточного замыкания), по картам Газа и Комароми [HAÁZ-KOMÁROMY 1967–1968], Фи́ло [FILO 1968, in ZBOŘIL et al. 1971: рис. 4] и Шаланского [ŠALANSKÝ 1970, in VASS et al. 1979: рис. 9]. Значения изолиний словацких карт уменьшены на 40 нТ для увязки с венгерской картой. Положение см. на рис. 34.

1–2 — толща среднемиоценовых андезитов: 1 — на поверхности, 2 — на глубине; 3 — дайки среднемиоценовых андезитов; 4 — более молодые щелочные базальты (на поверхности); 5–8 — скважины, вскрывшие фундамент, сложенный породами: 5 — несущими четкие следы метаморфизма около границы амфиболитовой и зеленосланцевой фаций или сильнее, 6 — с метаморфизмом неясного типа, 7 — с метаморфизмом одной лишь зеленосланцевой фации без прямых признаков его ретроградного характера, 8 — без метаморфизма или лишь с его весьма слабыми признаками; 9 — граница наземной (в Венгрии и в прилегающих к окрестностям скважины MV-12 районах Словакии) и воздушной (в прочих районах Словакии) магниторазведки, ΔZ и ΔT соответственно; 10 — граница вулканических толщ с более древними осадочными; 11 — то же, с более молодыми осадочными; 12 — линия эрозионного выклинивания вулканической толщи под перекрывающими отложениями; 13 — шкала изолиний напряженности магнитного поля. Обозначения скважин, названных по близлежащим населенным пунктам см. в венгерском тексте рис. 30 (большинство скважин в Словакии названо по иным принципам).



34. ábra. A Diósjenői diszlokációs öv feltételezett nagyszerkezeti helyzete
 1 — Ausztroalpidikum; 2 — Veporikum; 3 — Gömörikum; 4 — Melléti- és Szilicei-takaró, valamint magyarországi analógjaik; 5 — Uppony-Szendrő; 6 — Bükkium; 7 — Budai-egység; 8 — Bakonyi-egység; 9 — szubdukciós szutura; 10 — nagyszerkezeti egységek rátolódásos határa; 11 — nagyszerkezeti egységek eltolódásos határa; 12 — ugyanaz, földmágneses hatóval; 13 — egyéb nagyobb fiatal eltolódás; 14 — bizonytalan helyzetű és jellegű határ nagyszerkezeti egységek között. Feltüntetve a 30. és 33. ábra kerete

Fig. 34. Assumed tectonic position of the Diósjenő dislocation zone with frames of Figs. 30 and 33

1—Austroalpinicum; 2—Veporicum; 3—Gemicum; 4—Meliata and Silica nappes and equivalents in Hungary; 5—Uppony and Szendrő; 6—Bükk; 7—Buda unit; 8—Bakony unit; 9—subduction suture; 10—overthrust boundary between tectonic units; 11—strike-slip boundary between tectonic units; 12—same with magnetic body; 13—other large young strike-slip faults; 14—boundary of uncertain position and origin between tectonic units

Рис. 34. Предполагаемая тектоническая позиция Диошйенёской зоны дислокаций

1 — австроальпидикум; 2 — вепорикум; 3 — гемерикум; 4 — Мелятский и Силицейский покровы, а также их аналоги в Венгрии; 5 — Уппонь и Сендрё; 6 — Бюк; 7 — Будайская единица; 8 — Баконьская единица; 9 — субдукционная сутура; 10 — надвиговая граница тектонических единиц; 11 — сдвиговая граница тектонических единиц; 12 — то же, с магнитным возмущающим телом; 13 — прочий крупный молодой сдвиг; 14 — граница неясного положения и неясного характера между тектоническими единицами. Обозначены контуры рис. 30. и 33.

Diósjenő	Fűrés	Min-ta	Mélység	Rövid közetnév	Metamorfózis foka	
					progresszív	regresszív
Diósjenő	Dj-1	1	599,0–600,0	migmatitos paragneisz	amfibolit?	zöldpala
		2	610,0–612,0	migmatitos paragneisz	amfibolit?	zöldpala
	Dj-2	1	736,0–741,0	filit–csillámpala	zöldpala	–
		2	757,0–762,0	filit–csillámpala	zöldpala	–
	Sz-1	1	1125,0–1126,5	gránátos paragneisz	erős zöldpala	gyenge zöldpala
		2	1178,2–1179,2	grafitos csillámpala gránáttal	erős zöldpala	gyenge zöldpala
		3	1190,2–1191,5	grafitos csillámpala	erős zöldpala	gyenge zöldpala
Szécsény	Sz-2	1	1002,0–1003,0	bontott biotitpala	?	–
		2	1043,0–1045,5	albit–amfibolit	amfibolit/zöldpala	–
		2	1055,5–1056,5	zöldpala	zöldpala	–
	Sz-3	1	1080,5–1082,0	zöldpala	zöldpala	–
		2	1073,0–1075,0	grafitos csillámpala gránáttal	magas zöldpala	–
	Sz-4	1	1141,5–1145,5	zöldpala	zöldpala	zöldpala
		2	1167,0–1170,0	zöldpala	zöldpala	–
		3	1167,0–1170,0	zöldpala	?	?
	Sz-5	1	958,3–962,0	filit vagy csillámpala	zöldpala	–
		2	970,0–972,0	zöldpala	amfibolit/zöldpala	gyenge zöldpala
Sóshartyán	Sz-6	1	980,0–981,0	gránátos-biotitos paragneisz	gyenge amfibolit	gyenge zöldpala
	Sz-7	1	791,0–793,5	paragneisz gránáttal	gyenge amfibolit	gyenge zöldpala
		2	793,6–796,5	paragneisz	gyenge amfibolit	gyenge zöldpala
		3	796,5–801,5	paragneisz gránáttal	gyenge amfibolit	gyenge zöldpala
		4	801,5–804,9	gneisz gránáttal	gyenge amfibolit	gyenge zöldpala
		5	804,9–809,0	gneisz	gyenge amfibolit	gyenge zöldpala
		6	825,0–829,0	paragneisz gránáttal	gyenge amfibolit	gyenge zöldpala
	S-2	1	1606,0–1607,5	csillámkvarcit	zöldpala	–
		2	1620,9–1621,0	csillámkvarcit	zöldpala	–
	S-3	1	1764,0–1764,3	zöldpala	zöldpala	–
		2	1764,3–1764,6	tuftos zöldpala	zöldpala	–
		3	1764,6–1765,3	gneisz	zöldpala	–
		4	1765,3–1765,6	zöldpala	zöldpala	–
		5	1765,7–1765,9	zöldpala	zöldpala	–
		6	1764,9–1765,1	zöldpala	zöldpala	–
		7	1764,0–1767,5	zöldpala	zöldpala	–
S-4		1	1562,0–1564,0	metakvarcdiorit	erős zöldpala	gyenge zöldpala
		2	1573,0–1575,0	gránátos-biotitos paragneisz	erős zöldpala	gyenge zöldpala

sűrűségétől független — gravitációs háttér-értéket mutat, mint a Középhegységi- vagy a Szilicei-Bükki-egység. A jelenség oka kétségtelenül az aljzat belső felépítésében keresendő, de munkánk keretei ehhez túl szűkek.

Megjegyezzük viszont, hogy a földmágneses ható D-i pereme jól érzékelhető — középsőmiocén vagy fiatalabb korú *balos* eltolódásként értelmezhető — változást okoz a cserhádi andezittelérek lefutásában (33. ábra). Az eltolódás a néhány km-t nem haladja meg, s hatása jól észlelhető a Börzsönyi vulkáni összlet K-i határának rajzolatában is. Az andezittelérek esetenkénti hajlata az eltolódás övében (tisztá elvétel helyett) arra mutat, hogy a merev aljzatban lejátszódó vízszintes elmozdulás a laza fedőüledék-összletben annyira szétszóródhat, hogy megfelelő markerek — pl. meredek dőlésű andezittelérek — hiányában észrevehetetlenné válhat. Így a fiatal eltolódások nagyobb vastagságú laza üledékösszletekben nem feltétlenül mutathatók ki közvetlen módszerekkel (hiszen a meredek dőlésű markerek igen ritkák), ezért hiányuk látszólagos is lehet s nem szolgálhat érvként más alapon feltételezett eltolódások létezése ellen.

Irodalom

- ABONYI A. 1974: Main tectonic elements of the West Gemericides and their relation to Sub-Tatric nappes (in Slovak with English abstract). Sborn. Geol. Věd, Geol. 26, pp. 83–91
- BAJANÍK S., IVANIČKA J., MELLO P., REICHWALDER P., PRISTAŠ J., SNOPO L., VOZÁR J. and VOZÁROVÁ A. 1984: Geological map of the Slovenské rudohorie Mts. 1:50 000. Eastern part. D. Štúr Geol. Inst. Bratislava
- BALLA Z. 1988: Magyarország nagyszerkezeti képének eredetéről. Földt. Közl. 118 (in press)
- BALLA Z. 1989: Kéregszerkezetet tükröző gravitációs anomáliamenet az MK-1 reflexiós szeizmikus szelvény mentén. ELGI 1987. évi jel. (in press)
- BALLA Z., DUDKO A., REDLERNE TÁTRAI M. 1988. A Közép-Dunántúl fiatal tektonikája földtani és geofizikai adatok alapján. ELGI 1986. évi jel. pp. 74–94
- BALLA Z., ERKEL A., KIRÁLY E., SCHÖNVISZKY L., SZALAY I., TABA S., VERŐ L., CSILLAGNÉ TEPLÁNSZKY E., CSONGRÁDI J., KÖRPÁS L. 1978: A Börzsöny-hegység felépítésének és eróziójának geofizikai kutatása. ELGI 1977. évi jel. pp. 19–33
- BREZSNYÁNSZKY K. and HAAS J. 1985: The new tectonic map of Hungary. Proc. repts. XIII-th Congr. CBGA, Poland – Cracow, Sept. 5–10, 1985. Geol. Inst., Cracow. Part I. pp. 171–177
- CSALAGOVITS I. JUHÁSZ Á. SZEPESHÁZY K. CSÁSZÁR G. RADÓCZ Gy. 1968: Magyarország paleozoos és mezozoos képződményeinek fedetlen földtani térképe, 1:500 000. Földt. Int. Budapest
- DIANIŠKA I. and GREČULA P. 1979: An amphibolite-gneiss complex as a part of the ophiolite formation of the Rakovec nappe (in Slovak). Miner. Slov. 11, 5, pp. 405–425
- FILO M. 1974: Known and assumed occurrences of ultramafic rocks in the Slovenské rudohorie Mountain Range. Záp. Karp., sér. Geol. 2. Plate 14
- FILO M. 1977: Rochovce magnetic anomaly (in Slovak with English summary). Záp. Karp., sér. Geol. 2. pp. 84–89 (p. 129)
- FUSÁN O., KODYM O., MATĚJKA A. and URBÁNEK L. 1967: Geological map of Czechoslovakia, 1:500 000. Ústr. Úst. Geol. Praha
- FUSÁN O., SLÁVÍK J., PLANČÁR J. and IBRMAJER J. 1971: Geological map of the substratum of the covered areas in the southern part of the Inner West-Carpathians, 1:500 000. Zborn. Geol. Vied, Záp. Karp. 15. Encl.
- FÜLÖP J. (főszerk.) 1984: Magyarország földtani térképe, 1:500 000. MÁFI Budapest
- GREČULA P. 1982: Gemericum – segment of the Paleotethyan riftogenous basin (in Slovak with English summary). Miner. Slov., Monogr. 2. 263 p.
- GREČULA P. and EGYÜD K. 1977: Position of the Zemplín Inselberg in the tectonic frame of the Carpathians (in Slovak with English abstract). Miner. Slov. 9, 6, pp. 449–462
- GREČULA P. and VARGA I. 1979: Main discontinuity belts on the inner side of the Western Carpathians. Miner. Slov. 11, 5, pp. 389–403
- GRILL J., KOVÁCS S., LESS Gy., RÉTI Zs., RÓTH L., SZENTPÉTERY I. 1984: Az Aggtelek–Rudabányai-hegység földtani felépítése és fejlődéstörténete. Földt. Kut. 27, 4, pp. 49–56

- HAÁZ I., KOMÁROMY I. 1967: Magyarország földmágnese térképe. A függőleges térerősség anomáliái, 1:500 000. Geofiz. Közlem. **16**, 4, melléklet
- HAÁZ I., KOMÁROMY I. 1967–68: Magyarország földmágnese térképe, 200 000-es sorozat. M-34-XXXII Salgótarján, L-34-I Tatabánya, L-34-II Budapest, ELGI Budapest
- HOVORKA D. 1979. The West Carpathian incomplete ophiolites. In: M. Mahel' and P. Reichwalder (Eds.), Czechoslovak geology and global tectonics. VEDA Bratislava, pp. 155–166
- HOVORKA D. 1985: Ultramafic rocks of the Western Carpathians, Czechoslovakia. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- IVANCICS J., KISHÁZI P. 1882: Veporida krisztallinikum- és Zempléni szerkezet-aljzatot ért mélyfúrások anyagvizsgálata. Kézirat, MÁFI Adattár, Budapest
- KAMENICKÝ J. 1957: Die Serpentinite, Diabase und glaukophanische Gesteine in der Trias des Zips-Gemörer Erzgebirges (in Slovak with German abstract). Geol. Práce, Zoš. **45**, 108 p.
- KÁZMÉR M. 1984: A Bakony horizontális elmozdulása a paleogénben. Ált. Földt. Szle **20**, pp. 53–101
- KÁZMÉR M. and KOVÁCS S. 1985: Permian–Palaeogene palaeogeography along the eastern part of the Insubric–Periadriatic lineament system: Evidence for continental escape of the Bakony–Drauzug unit. Acta Geol. Hung. **28**, 1–2, pp. 71–84
- KLINEC A. and MIKO O. 1973: Crystalline rocks in the basement of the Neogene southeast of Velký Krtíš (in Slovak). Geol. Práce, Spr. **61**, pp. 183–187
- KOVÁCS S. 1980: A triász hallstatti mészkőfácies ősföldrajzi jelentősége az észak-alpi fácies-régióban (Kritikai korreferátum). Földt. Közl. **110**, 3–4, pp. 360–381
- KOVÁCS S. 1983: Az Alpok nagyszerkezeti áttekintése. Ált. Földt. Szle **18**, pp. 77–155
- MAHEL' M. 1984: The West Carpathians. In: M. Mahel' and M. Malkovský, Explanatory notes to the Tectonic map of Czechoslovakia, Scale 1:500 000, D. Štúr Geol. Inst. Bratislava, pp. 29–49
- MAHEL' M., KODYM O. and MALKOVSKÝ M. 1984: Tectonic map of Czechoslovakia, Scale 1:500 000. D. Štúr Geol. Inst. Bratislava
- MAJOROS Gy. 1980: A permii üledékképződés problémái a Dunántúli Középhegységben: egy ősföldrajzi modell és néhány következtetés. Földt. Közl. **110**, 3–4, pp. 323–341
- MELLO J. and REICHWALDER P. 1979: Geological profiles through the SE part of the Spišsko-gemerské rudohorie and the adjacent part of the Slovak karst (in Slovak with English abstract). In: M. Mahel' (Ed.), Tektonické profily Západných Karpát, Geol. Úst. D. Štúra Bratislava, pp. 199–202
- MOCK R. 1978: Knowledge recently gained about the southern parts of the West Carpathians (in Slovak with English abstract). In: J. Vozár (Ed.), Paleogeografický vývoj Západných Karpát. Geol. Úst. D. Štúra Bratislava, pp. 321–337
- POSGAY K. 1967: A magyarországi földmágnese hatók áttekintő vizsgálata. Geofiz. Közl. **16**, 4, pp. 23–118
- REICHWALDER P. 1982: Structural characteristics of root zones of some nappes in innermost parts of West Carpathians. In: M. Mahel' (Ed.), Alpine structural elements: Carpathian-Balkan–Caucasus–Pamir orogene zone. VEDA Bratislava, pp. 43–56
- SZABÓ Z. 1967: Áttekintő gravimétermérés a Börzsöny-hegység és a Dunabalti triászrögök területén. ELGI 1965. évi jel. pp. 110–120
- SZENTES F. 1958: Magyarország hegységszerkezeti térképe. In: MÁFI Évi jel. 1957–58-ról (1961), melléklet
- VADÁSZ E. 1960: Magyarország földtana, II. kiadás. Akad. Kiadó Budapest, 646 p.
- VASS D., KONEČNÝ V., ŠEFARA J., PRISTAŠ J. and ŠKVARKA L. 1979: Geologická stavba Ipelskej kotliny a Krupinskej planiny (in Slovak with English summary: Geology of Ipelská kotlina (depression) and Krupinská planina Mts.). Geol. Úst. D. Štúra Bratislava, 277 p.
- WEIN Gy. 1969: Tectonic review of the Neogene-covered areas of Hungary. Acta Geol. Acad. Sci. Hung. **13**, 1–4, pp. 399–436
- ZBOŘIL L., KONEČNÝ V. and FILO M. 1971: Contribution of geophysics to the enlightenment of the relationship between tectonics and volcanism in the central part of the West Carpathians Mountains (in Slovak with English abstract). Geol. Práce, Spr. **57**, pp. 239–264
- ZELENKA T., BAKSA Cs., BALLA Z., FÖLDESSY J., FÖLDESSY J. and JÁRÁNYI K. 1983: Mezozoós ősföldrajzi határ-e a Darnó-vonal? Földt. Közl. **113**, 1, pp. 27–37

1.3 KŐOLAJKUTATÁSI CÉLZATÚ SZERKEZETKUTATÓ SZEIZMIKUS REFLEXIÓS MÉRÉSEK*

A nyírségi reflexiós mérések eredményeinek földtani értelmezése

Az 1986. évi nyírségi szeizmikus reflexiós mérések a mátészalkai és a csengeri medence területére összpontosultak. A mérések teljes szelvényhossza 361 km. Az anyagot az ELGI számítógép centrumában dolgoztuk fel az SzCSz-3 programcsomag felhasználásával. A régebbi, digitális jelrögzítésű — jó minőségű — reflexiós mérési anyagot újra feldolgoztuk, így a mérési anyag 185 km-rel bővült, összesen tehát 546 km hosszúságú szelvény egységes értelmezésére nyílt lehetőség. A mérési hálózat a 35. ábrán látható.

A kutatási terület két mélyfúrása, a nagyecsed-i Necs-1 és a tisztabereki Ti-1 a szeizmikus anyag értelmezésében kevés támpontot nyújtott, mert egyik sem tárta fel az üledékes neogén összlet teljes rétegsorát: a Necs-1 a miocénkorú vulkanitokból ki sem jutott, a Ti-1 pedig — a szeizmikus mérések eredményeivel összevetve — az alsópannóniai képződmények aljzatát sem érte el, annak közelében áll meg. (Itt a miocén alatt — a magyarországi szénhidrogénkutató mélyfúrási jegyzőkönyvek adatári jelölésével egyezően — az eggenburgitól a felső szarmatáig bezárólag tartó korszakot értjük.) Ezért a szelvények földtani értelmezését szinte kizárólag szeizmosztratigráfiai ismérvek szerint kíséreltük meg. Két határfelületet korreláltunk az egész kutatási területen: egy alsópannóniai szintet a delta üledékek alatt és az alsópannóniai medence aljzatát (35. ábra). Míg az első szint (a szelvényeken világossárgával jelölve) tektonikai elemektől általában mentes, az alatta települt összletben a töréses jellegű szerkezeti vonások jól felismerhetők. A pannóniai medence aljzataként értelmezett határfelületet (narancssárga jelölés) már csak a töréses szerkezeti elemeket követve lehet kijelölni. Jellegzetességeit vizsgálva határozottan elkülönülnek egymástól a mátészalkai medence, a Tyukod–Gacsály irányú kiemelt vonulat és az azt körülvevő mélyzónák. A mátészalkai medencében a feltételezhető pannóniai összlet vastagsága eléri a 2,4 s reflexiós időnek megfelelő mintegy 3,5 km-t, de a reflexiók lehatolása ennél jóval mélyebb üledékgyűjtőt jelez 3,2 s-ig.

Az említett jelenségeken kívül záródó kiemelkedésre szeretnénk felhívni a figyelmet a Me-12/86 és a MëV-8/80 szelvény kereszteződésében, különös tekintettel a határon túli szénhidrogén előfordulásokra.

A teljes mérési anyagból két jellemző reflexiós időszelvény értelmezését mutatjuk

* D. Lőrincz K., Sz. Kilényi É., Polcz I., Szeidovitz Zs.

be. A Me-9/86 szelvény (36. ábra) ÉNy-DK irányban metszi át a medencét, feltárva annak belső szerkezeti vonásait. Figyelemreméltó jelenség a térképen Nagyecsed-Fehérgyarmat irányában rendeződő keskeny magaslat. Ez feltehetően alsópannóniai korú vulkanizmus eredménye. Az időszelvényben piros szín jelöli a pannóniai üledékek közé nyomuló eruptívumokat, amelyek megszakítják a reflektáló szintek folytonosságát és felboltozzák a fölöttük települő összletet.

A Tyukod-Gacsály csapású kiemelkedés miocén vulkanizmus eredménye. Ezt a mágneses anomália-térkép és a harántoló szeizmikus szelvények korrelációja egyértelműen bizonyítja. Erről a területről mutatjuk be a Me-13/86 szelvényt (37. ábra). Mindkét szelvényen megfigyelhető, hogy a miocén korú vulkáni képződményeket két csoportra lehet osztani jellegük alapján: a túlnyomórészt tufából álló reflexiós összlet reflexiós képe töredezett, de általában jó energiájú. Ettől élesen elválnak a teljesen kaotikus, reflexiómentes, energiaszegény képződmény, amelyről feltételezzük, hogy zömében lávakőzetekből áll. A vulkáni kőzetcsoporthoz szeizmosztratigráfiai szétválasztása új kísérlet, ellenőrzési lehetősége egyedül a Necs-1 mélyfúrásban van. Tény, hogy a reflexiós jelleg alapján bejelölt réteghatár összeesik a fúrási magminták alapján meghatározott badeni-szarmata határral.

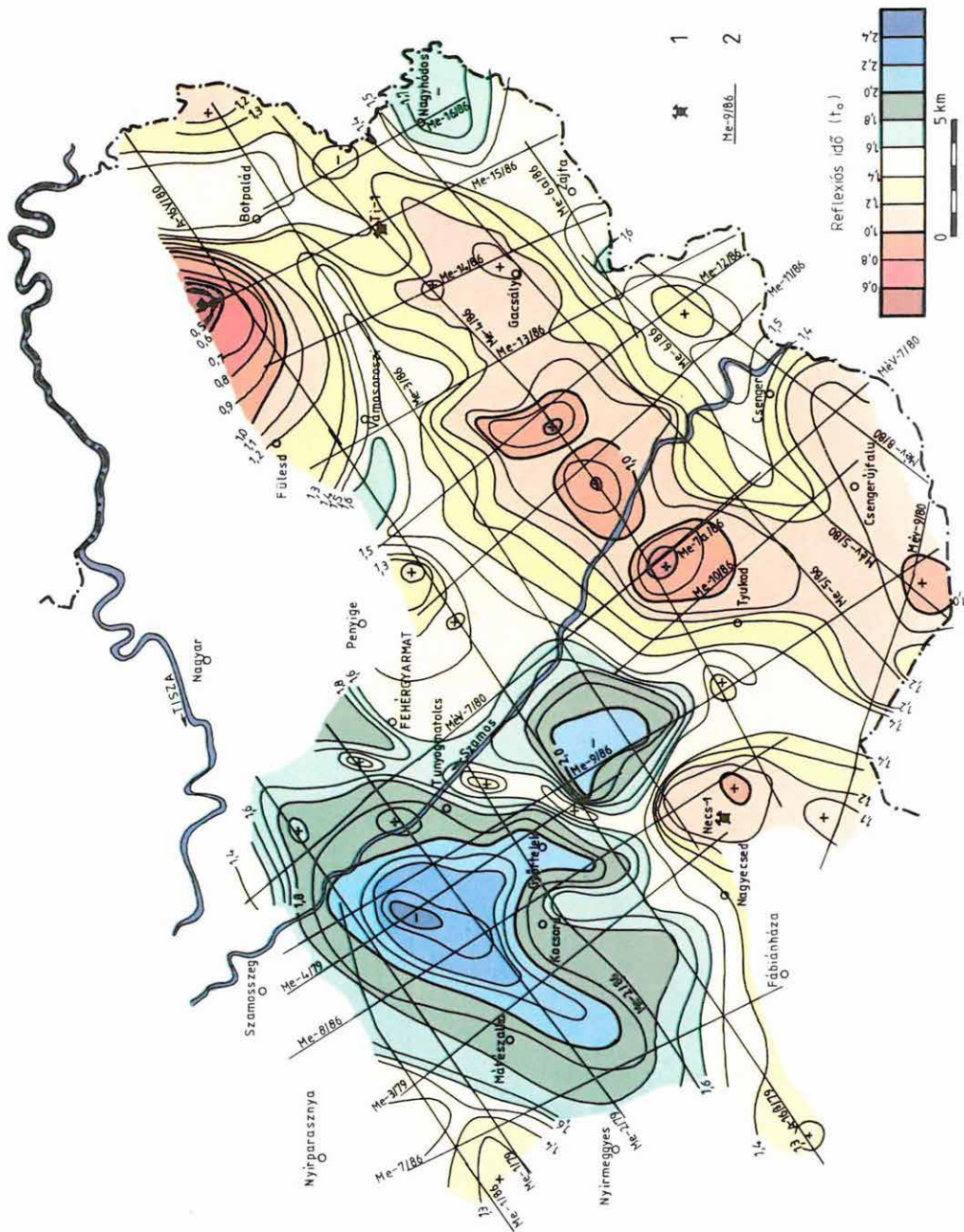
A szelvényekben található lila színű jelölések feltételezhetően az aljatról származó reflexiós jeleket emelik ki. A magaslatot követő mélyzónában érdekes üledékszerkezeti kép bontakozik ki a Me-13/86 szelvény bal oldalán. Az üledékösszlet — amelynek jellege nyugodtabb tengeri üledékképződési körülményekre utal — eléri a máttészalkai medencében előforduló vastagságot.

Az új mérési anyag bemutatásától és az értelmezéstől azt várjuk, hogy a kezdeti eredménytelenségek miatt holtpontra jutott nyírségi kutatási készség újabb lendületet kap. Az eredményes továbbkutatás azonban csak a mélyfúrási tevékenységgel összehangoltan képzelhető el. A legközelebbi jövőben el kell jutni addig, hogy megismerjük az üledékes neogén teljes rétegsorát és az alatta várható kőzetek korát és minőségét, mindazokkal a korszerű kútgeofizikai vizsgálatokkal együtt, melyeket ma már az Alföldön a kőolajipar rutinszerűen elvégez.

Szolnok-Újszász környéki reflexiós mérések

1987-ben az OKGT megbízásából vibroseiz méréseket végeztünk Solnok-Rákóczipfalva-Kengyel térségében, 150 km vonalhosszban. Ugyanebben az évben megbízást kaptunk robbantásos energiakeltésű reflexiós mérésre (345 km vonalhosszra) Újszász környékén.

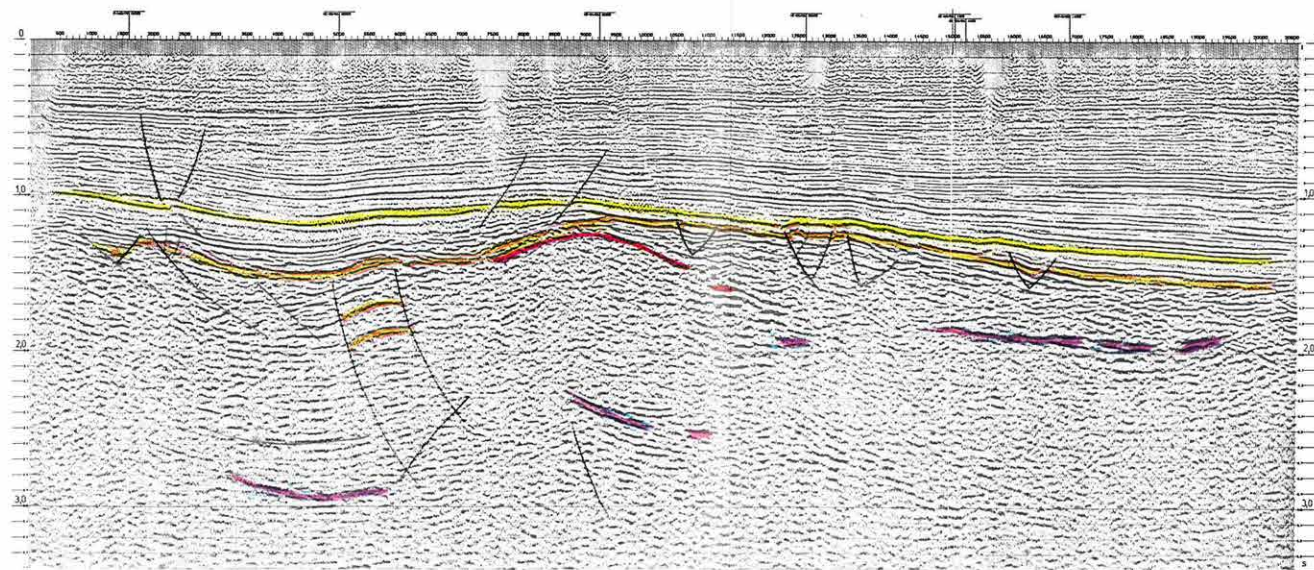
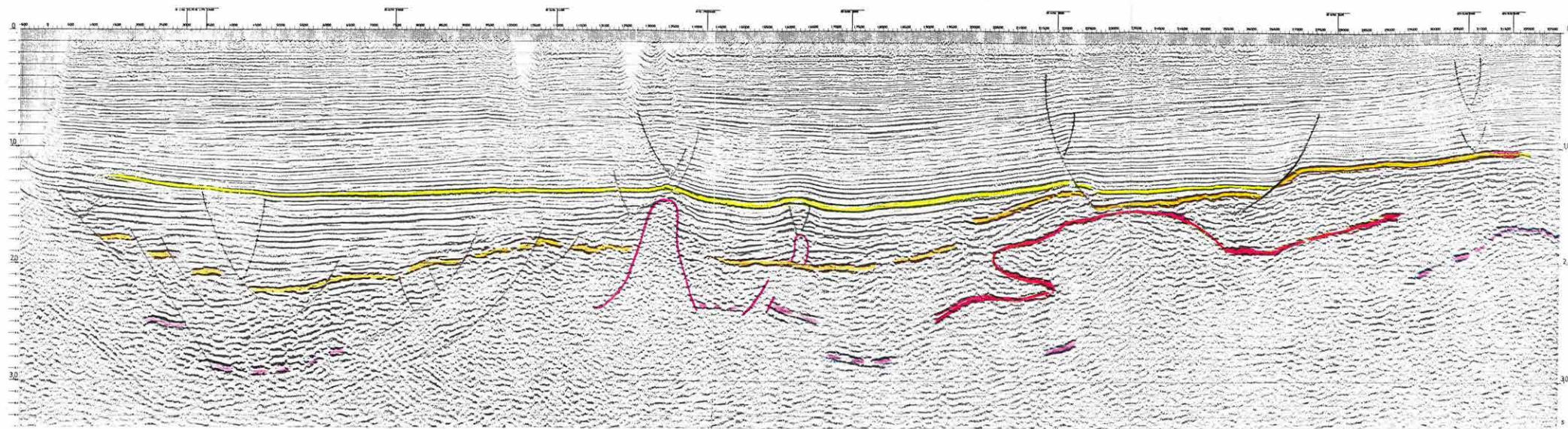
A megbízások célja a területek mélyszerkezetének kutatása szénhidrogén feltáró mélyfúrások telepítésének előkészítésére. Mindkét terület mérési anyagának feldolgozása folyamatban van és megkezdődött az értelmezői munka.



35. ábra. A pannóniai összlet aljazataként értelmezett határfelület időtérképe, a mérési hálózattal. Szintvonalköz: 0,1 s
1 — mélyfúrás; 2 — reflexiós mérési vonal

Fig. 35. Time contour map of horizon interpreted as basement of the Pannonian, with location map of seismic survey. Contour interval: 0.1 s
1—borehole; 2—reflection seismic profile

Рис. 35. Временная карта поверхности, интерпретируемой в качестве фундамента паннонских отложений, с профилями сейсморазведки и с изолиниями через 0,1 с
1 — скважина; 2 — профиль сейсморазведки МОВ



36. ábra. Me-9/86 szeizmikus időszelvény hullámegyenlet migrációval
 Szinkulus: sárga — egy alsó-pannóniai reflektáló felület; narancs — a pannóniai összlet aljzata; piros — túlnyomóan lávaközetekből álló vulkáni összlet felszíne; lila — a harmadidőszaki medence aljzata

Fig. 36. Seismic time section Me-9/86 with wave equation migration
 colour coding: yellow—a lower Pannonian reflector; orange—basement of the Pannonian; red—volcanics, lavas dominating; purple—basement of the Tertiary basin

Рис. 36. Временной сейсмический разрез Me-9/86 с миграцией по волновым уравнениям
 желтое — отражающая поверхность в нижнем панноне; оранжевое — фундамент паннонских отложений; красное — поверхность вулканогенной толщи, состоящей преимущественно из лавовых пород; лиловое — фундамент третичной впадины

37. ábra. Me-13/86 szeizmikus időszelvény hullámegyenlet migrációval
 Szinkulus azonos a 36. ábráéval

Fig. 37. Seismic time section Me-13/86 with wave equation migration. Legend as in Fig. 36

Рис. 37. Временной сейсмический разрез Me-13/86 с миграцией по волновым уравнениям
 условные обозначения см. на рис. 36

1.4.1 A Mura és a Kerka alluviumának geofizikai kutatása*

1987-ben folytattuk a Mura és a Kerka alluviumának — 1984-ben, a Központi Földtani Hivatal megbízásából elindított — vízföldtani célú geofizikai kutatását. Ebben a jelentésben az I. területen (a Mura-balpart változó szélességű sávja az ország-határ–Letenye–Petrivente–Molnári között) végzett mérnökgeofizikai szondázásokról és ellenállásmérésekről, valamint a Lenti-medencében a korábbi geofizikai vizsgálataink alapján leemélyített további fúrások eredményeiről számolunk be. A kutatás legfontosabb eredményének azt tartjuk, hogy meghatároztuk a Mura felszínközeli kavicsteraszának települési mélységét, vastagságát, jellemző fajlagos ellenállás és elterjedésének ÉK-i határát.

A területen négy alapvető földtani képződménycsoportot különítettünk el, amelyek röviden az alábbiakkal jellemezhetők:

— *Holocén fedőképződmények*: vastagságuk a Murától távolodva 2–3 m-ről mintegy 15 m-ig növekszik (38. ábra). E vastagságváltozás jórészt a felszíni topográfia változásának eredménye, maga a kavicsterasz egységes és nyugodt, közel vízszintes településű. A fedőösszlet anyaga változatos, jobbára agyag, finomhomok és kőzetliszt alkotja. Fajlagos ellenállása 20 és 50 Ωm közötti (Letenyétől D-re egy kis foltban 50 Ωm fölötti), tehát túl nagy ahhoz, hogy zömében agyagosnak lehetne minősíteni. Ugyanakkor a mérnökgeofizikai szondázásokból meghatározott szivárgási tényező értéke (0,4–0,003 m/nap) alapján lényegesen kedvezőbb „védőképességre” következtethetünk. Az ábrán vonalkézással jelöltük azokat a körzeteket, ahol a fedőképződményekben kavicsos összletek találhatók, így ezeken a helyeken a felszíni szennyezéssel szembeni védelem kisebb.

A fedőösszlet „védőképességével” arányosnak tekinthető a fedő vastagságából és ellenállásából számított H/Q érték. E mennyiség — itt be nem mutatott — eloszlása alapján a felszíni szennyezéssel szemben érvényesülő védőhatás a Murától távolodva fokozatosan erősödik.

— *Pleisztocén kavicsterasz*: a terület legnagyobb részén megtalálható; ÉK felé határozott vonal mentén szűnik meg. Vastagsága (39. ábra) a Murától É–ÉK felé haladva fokozatosan növekszik: a partmenti sávban egy-két kisebb folttól eltekintve általában 10 m körüli, míg Letenyétől K-re, Tótszerdahelytől É-ra 25–30 m-t is elér. Fajlagos ellenállása folyamatosan változik: a Mura közvetlen szomszédságában 250–350 Ωm , helyenként azt meg is haladja (durvahomok–kavics) míg az elterjedési határ közelében 100 Ωm alá csökken.

* Draskovits P., Fejes I.

Az összlet teljes víztárolási képességéről a $H \cdot q$ szorzat tájékoztat. Ezen mennyiség — ugyancsak itt be nem mutatott — területi változása alapján a kavicsos összlet a Mura mentén a legkedvezőbb, vízáradóképessége É–ÉK felé fokozatosan csökken. A Leteny és Tótszerdahely közötti folyószakaszon a Mura-menti Vízmű területénél (Molnáritól K–DK-re) lényegesen kedvezőbb víznyerési körzetek is mutatkoznak.

— *Felsőpannóniai (esetleg részben pleisztocén) homokos-agyagos-kőzetlisztes képződmények.* Közvetlenül a kavicssterasz alatt települnek nagy vastagságban. Ez egy sok vékony egyedi agyagos, illetve porózus rétegből álló szendvics-szerkezetű összlet, amely geoelektromos szempontból egyetlen vastag, többé-kevésbé homogén összlet. Fajlagos ellenállása 25–40 Ω m, amely számérték alapján az összlet porózus-anyag-tartalma nem elhanyagolható.

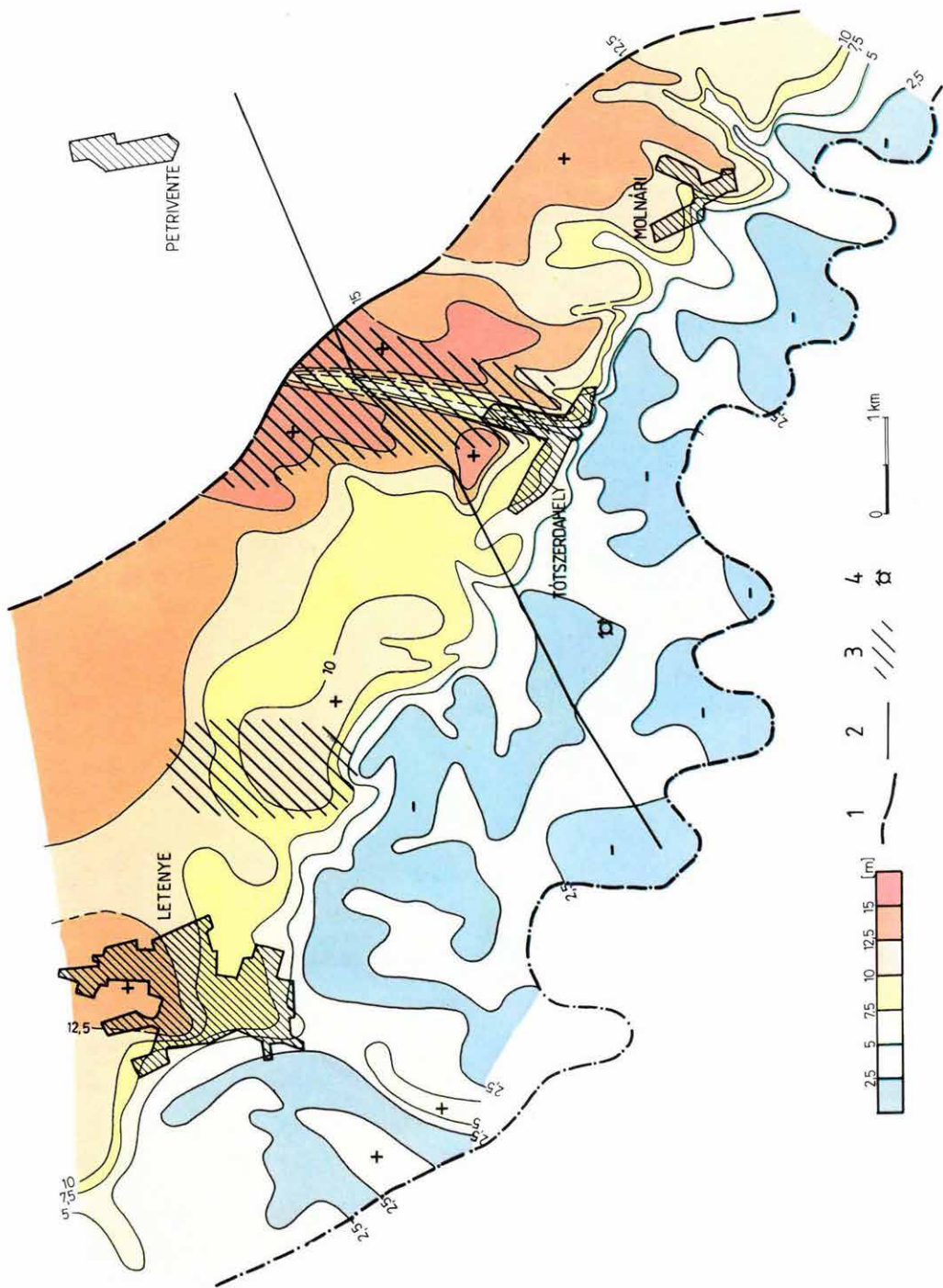
— *Mélybeli nagyobb ellenállású képződmények.* Csak a kutatási terület egy részén — közelítőleg a Petrivente–Tótszerdahely irányban húzódó 2–3 km széles sávban — fordulnak elő, itt viszont gyakorlatilag minden ponton. A fölötte levő összletekhez képest az ellenállásnövekedés kicsi, legfeljebb kétszeres. A Lenti-medencében tapasztalt hasonló felépítés és az ottani fúrások eredménye alapján úgy véljük, hogy az ellenállás növekedését a szendvics-szerkezeten belül a porózus anyagú rétegek százalékos arányának növekedése okozza. Éppen emiatt ez a nagyobb ellenállású összlet sem vízszintes, sem függőleges irányban élesen nem különül el a környező képződményektől.

A fent mondottakat a Murára közel merőlegesen haladó szelvényben is szemléltetjük (40. ábra). A szelvény meggyőzően mutatja egyrészt a mérnökgeofizikai szondázások és a VES mérések jó egyezését, másrészt pedig szemlélteti a kavicssterasz ÉK-i irányban történő elvégződésének jellegét.

Ettől a területről K-re, a Nagykanizsa–Murakeresztúr süllyedékben (ún. I/a. terület), ritka hálózatos VES méréseket végeztünk a közepes mélységben (~60–100 m) feltételezett durvább szemcséjű képződmények kimutatására. Ezen a területen felszínközeli kavicssterasz sehol sem mutatkozik, a feltételezett mélybeli nagyobb ellenállású (potenciális vízáadó) képződményeket viszont a pontok nagyobb részén észleltük. A részletesen felmért I. területen ennek a potenciális mélybeli vízádnak egy néhány km szélességű sávja húzódik Tótszerdahely felé. A Nagykanizsa–Murakeresztúr süllyedék egészére nagy vonalakban a 40. ábrán bemutatott szelvény ÉK-i végén látható felépítés jellemző.

A fenti eredmények alapján két fúrást tettünk javaslatot. Az egyiket Tótszerdahelytől DNy-ra javasoljuk (40. ábra); a fúrás nem pontosan a szelvénybe esik, de a szelvénybe való bevetítés jól szemlélteti a várható rétegsort. A másik fúrást Szepetnek községtől DNy-ra javasoljuk az alsó potenciális vízáadó összlet (~60–100 m-nél nagyobb mélységek) vizsgálatára.

A Lenti-medencében végzett korábbi kutatásaink alapján további fúrások mélyültek le Zalabaksa és Külsőárad térségében. A zalabaksai fúrás térségében végzett méréseink a lentiakapolnai körzethez képest [ELGI 1986. évi jelentése] valamivel kisebb mélységben mutatták ki az alsó potenciális vízáadó összletet. A 160 m-es fúrás rétegsora: 2–3 m laza fedőüledék alatt 28 m mélységig durva kavics ($d > 1$ cm) települ. Ezalatt 55 m-ig agyagos kavics, majd 100 m-ig zömmel agyagos-homoklisztes képződmények fordulnak elő. Egy korábban mélyült zalabaksai fúrás (vízműkút) adatainak ismeretében az 1987-ben lemélyült fúrásban csak a 100 m alatti szakaszon volt a lyukban ellenállásmérés (41. ábra). A szelvény jól mutatja a 100 m alatti homokrétegeket, amelyek a nagyobb mélységben az ellenállás növekedését okozzák (100–110 m, 124–127 m, 136–141 m).



38. ábra. A Mura-kavicsterasz fedőképződményeinek vastagsága

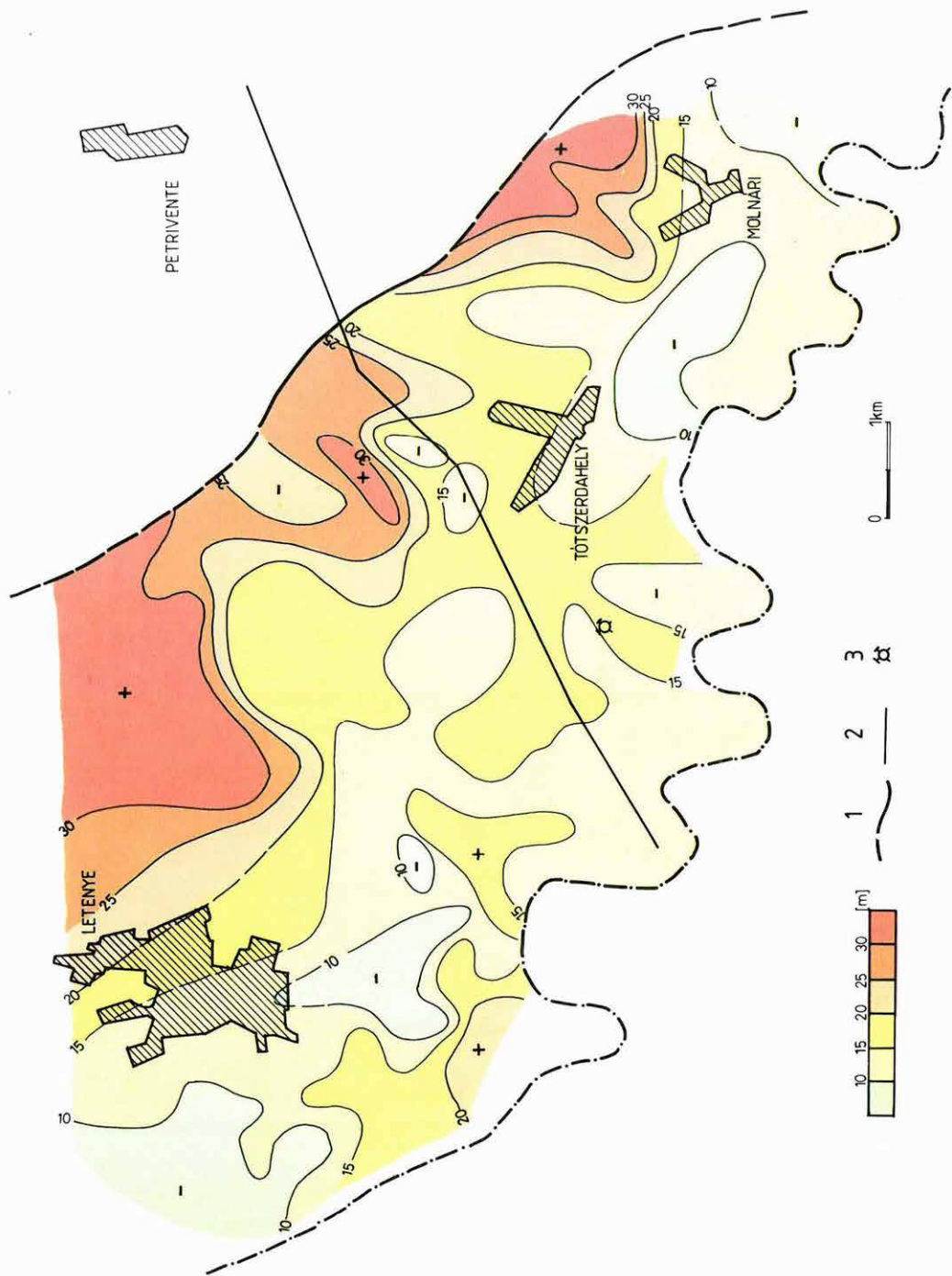
1 — a kavicsterasz elterjedésének ÉK-i határa; 2 — vízföldtani–geofizikai szelvény nyomvonala; 3 — felszíni beszivárgásoktól veszélyeztetett körzet; 4 — kitűzött feltáró fúrás

Fig. 38. Cover thickness of the gravel terrace of River Mura

1—north-eastern boundary of the terrace; 2—hydrogeological–geophysical profile; 3—area of surface infiltration; 4—suggested borehole

Рис. 38. Мощность отложений, перекрывающих галечниковую террасу р. Мура

1 — северо-восточная граница распространения галечниковой террасы; 2 — линия профиля геофизических и гидрогеологических исследований; 3 — участок с опасностью просачивания поверхностных вод; 4 — проектная скважина



39. ábra. A Mura kavicsterasznak vastagsága

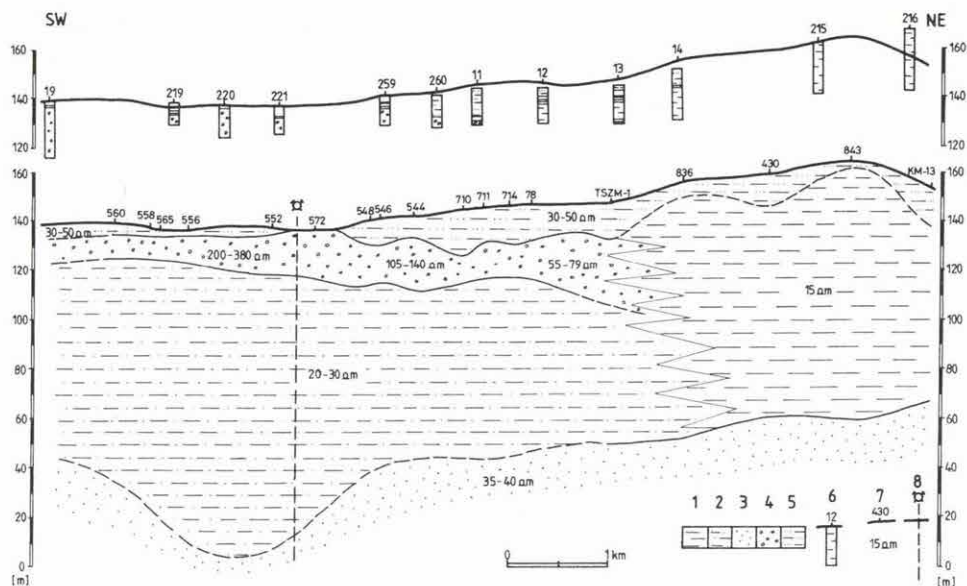
1 — a kavicsterasz elterjedésének ÉK-i határa; 2 — vízföldtani-geofizikai szelvény nyomvonala;
3 — kitűzött feltáró fúrás

Fig. 39. Thickness of the gravel terrace of River Mura

1 — north-eastern boundary of the terrace; 2 — hydrogeological-geophysical profile; 3 — suggested borehole

Рис. 39. Мощность галечниковой террасы р. Мура

1 — северо-восточная граница распространения галечниковой террасы; 2 — линия профиля геофизических и гидрогеологических исследований; 3 — проектная скважина



40. ábra. Vízföldtani-geofizikai szelvény mérnökgeofizikai és VES adatok alapján
 1 — vízzáró felső-pannóniai összlet; 2 — félig vízzáró felső-pannóniai összlet; 3 — gyenge vízvezető (potenciális alsó vízadó); 4 — vízvezető kavicsteras; 5 — vízzáró fedőképződmények; 6 — mérnökgeofizikai szondázás helye, száma és rétegsora; 7 — VES mérés helye, száma és réteggellenállás Ωm -ben; 8 — javasolt fúrás bevetítve

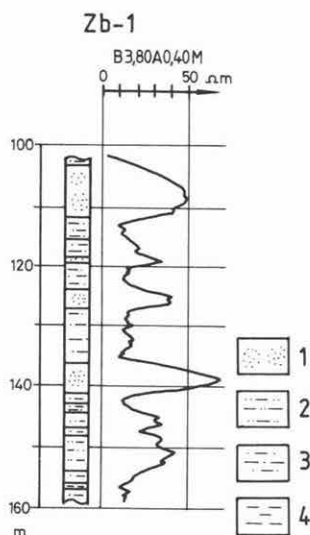
Fig. 40. Hydrogeological-geophysical profile constructed from penetration and vertical electric soundings

1—Upper Pannonian sealing layer; 2—Upper Pannonian semi-sealing layer; 3—poor aquifer; 4—water-bearing gravel terrace; 5—sealing cover; 6—penetration sounding, with number and lithologic column; 7—VES point with number and resistivity of layers in Ωm ; 8—suggested borehole

Рис. 40. Геофизико-гидрогеологический разрез по данным инженерно-геофизических зондирований и ВЭС

1 — водоупорная толща верхнего паннона; 2 — полу-водоупорная толща верхнего паннона; 3 — слабо проницаемая толща (потенциальная нижняя водоносная), 4 — проницаемая галечниковая терраса; 5 — водоупорные перекрывающие отложения; 6 — пункт, номер и разрез инженерно-геофизического зондирования; 7 — пункт и номер ВЭС, а также сопротивление слоя в ом; 8 — проектная скважина, спроецированная в разрез

Külsőárd térségében a VES mérések a mintegy 50–60 m vastag, durvaszemcsés, törmelékes összlet alatt csak egy vastag, homogénnek tekinthető összletet jeleztek. A fúrás ezen összlet ellenállás-maximumára ($>40 \Omega\text{m}$) telepítettük. A próbaszivattyúzások eddigi adatai szerint több szintből is beszerezhető 800–1000 l/perc vízmennyiség. A karotázs szelvény (42. ábra) meggyőzően igazolja a nagy ellenállást létrehozó homokrétegek létezését. E fúrás kapcsán is hangsúlyozzuk, amit már a Lentikápolna térségében mélyült fúrásnál mondtunk: a víztermelés nyilván a felső 100–150 m-ből fog történni, de a térség távlati víztárolási értékének megítélésében figyelembe kell venni a nagyobb mélységben (300 m-ig) települő ígéretes vastag homokrétegeket is.



41. ábra. A Zalabaksa-1 fúrás karotázs szelvénye

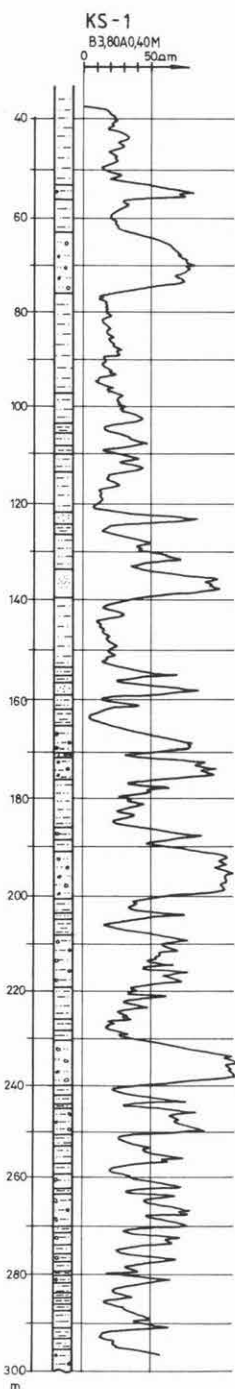
1 — homok; 2 — agyagos homok; 3 — homokos agyag; 4 — agyag

Fig. 41. Resistivity log of borehole Zalabaksa-1

1—sand; 2—argillaceous sand; 3—sandy clay; 4—clay

Рис. 41. Профиль каротажа по скважине Zalabaksa-1

1 — пески; 2 — глинистые пески; 3 — песчаные глины; 4 — глины



42. ábra. A Külsőárd-1 fúrás karotázs szelvénye

1 — homok; 2 — agyagos homok; 3 — homokos agyag; 4 — agyag; 5 — kavicsos homok; 6 — agyagos kavicsos homok

Fig. 42. Resistivity log of borehole Külsőárd-1

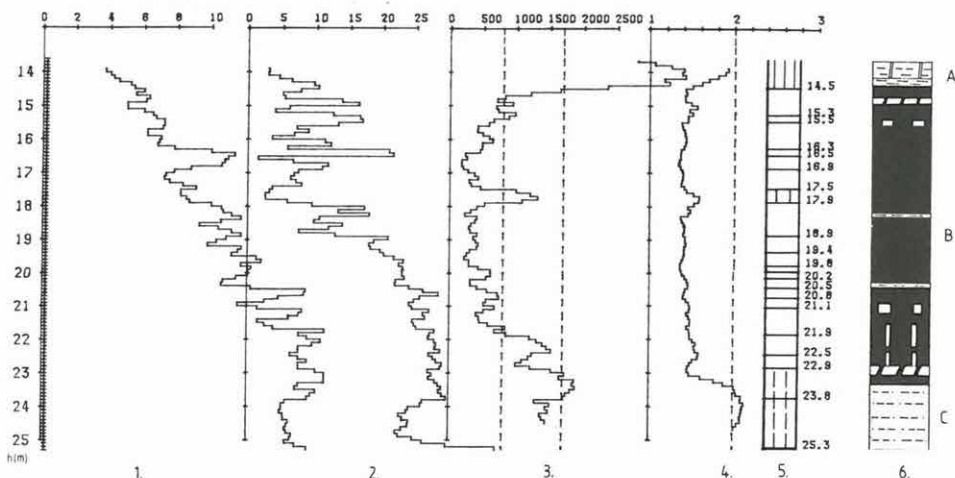
1—sand; 2—argillaceous sand; 3—sandy clay; 4—clay; 5—gravelly sand; 6—argillaceous gravelly sand

Рис. 42. Профиль каротажа по скважине Külsőárd-1

1 — пески; 2 — глинистые пески; 3 — песчаные глины; 4 — глины; 5 — пески с галькой; 6 — глинистые пески с галькой

1.4.2 A mérnökgeofizikai szondázás alkalmazása külfejtések és meddőhányók vizsgálatára*

A Mátraaljai Szénbányák külfejtéses üzeimben és a széniszeptározók területén a korábbi évek tapasztalatai és eredményei alapján (1985. és 1986. évi jelentés) 1987-ben is folytattuk kutatásainkat a mérnökgeofizikai szondázás módszerével. Feladataink igen változatosak voltak.



43. ábra. Paraméterszondázás lignitfeltáró fúrás mellett

1 — a hidraulikus rendszer összes nyomása (MPa); 2 — csúcnyomás (MPa); 3 — természetes gamma aktivitás (cpm); 4 — térfogatsúly (t/m^3); 5 — a számítógépes kiértékelés által szolgáltatott rétegsor, a ligniten belül a különböző minőségű csíkok elválasztásával; 6 — F-13 fúrás rétegsorának részlete; A — agyagos fedőösszlet; B — lignit (agyagos csíkokkal); C — iszapos fekvőképződmény

Fig. 43. Penetration sounding at a test drill for lignite

1—hydraulic pressure (MPa); 2—cone pressure (MPa); 3—gamma-ray activity (cpm); 4—density (t/m^3); 5—result of automatic classification, within lignite quality distinction; 6—lithologic column of borehole F-13; A—argillaceous cover; B—lignite with clay stringers; C—silty underlayer

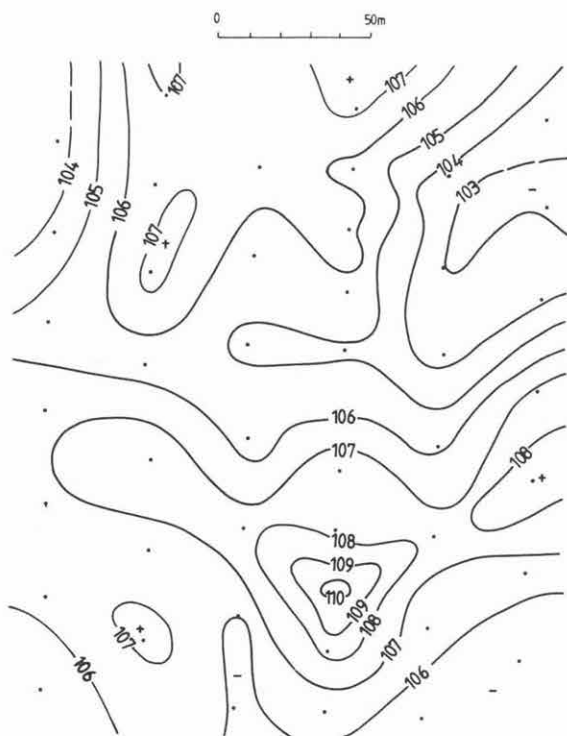
Рис. 43. Параметрическое зондирование рядом со скважиной, вскрывшей лигниты

1 — суммарное давление гидравлической системы (Мпа); 2 — давление на острие (Мпа); 3 — естественная гамма-активность (имп/мин); 4 — объемный вес (t/m^3); 5 — литологическая колонка лигнитов по данным обработки на ЭВМ с выделением пропластков различного качества; 6 — фрагмент колонки по скважине F-13: А — глинистая перекрывающая толща; В — лигниты (с глинистыми прослоями); С — илстые отложения почвы

* Dobrovolni K.,

1985-ben még csak kísérleti méréseket végeztünk egy szelvény mentén a bükk-ábrányi lignit külfejtésén, az ezt követő két évben 3 ha-on már részletes területi kutatást folytattunk. Az értelmezés megalapozására, a képződmények azonosítására az F-13 fúrás közelében telepített mérnökgeofizikai szondázással vizsgáltuk mely paraméterekkel, milyen megbízhatósággal jelölhető ki a lignit felszíne. A fúrás rétegsora és a mérnökgeofizikai szondázás eredményei a 43. ábrán láthatók. A lignit a természetes gamma és a térfogatsúly szelvényen egyértelműen kijelölhető, így felszínének domborzati képét meg tudtuk szerkeszteni (44. ábra).

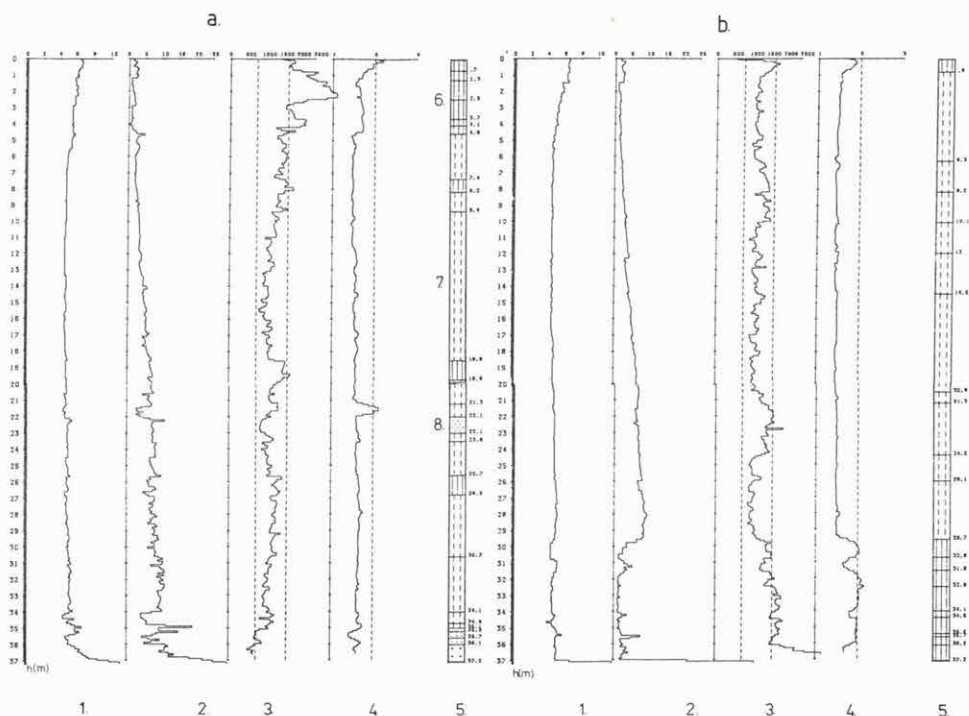
A külszíni fejtésekben sokszor okoz gondot a meddőhányó állékonysága. A Thorez Bányaiüzemben (Visonta) a meddőhányó rétegzettségét, szerkezetét, tömörségét vizsgáltuk, anyagát földtanilag minősítettük (45. ábra). A földmű fekvőjét mindkét szondázási ponton a nyomásparaméterek ugrásszerű növekedésével felismerhetjük. A bányagödör kialakítását és víztelenítését csak a rézsű állékonyságának, földtani felépítésének ismeretében lehet tervezni. A leművelésre kerülő anyagot tehát talajmechanikai szempontok szerint is minősíteni kell, meg kell határozni az egyes rétegek fizikai paramétereit, elsősorban szilárdságát. A 46. ábrán a természetes gamma szelvény világosan mutatja egy igen nagy aktivitású, plasztikus agyagpad helyzetét, amelynek szinte elhanyagolhatóan kicsi a teherbírása bányagödör kialakításában.



44. ábra. A lignit felszínének domborzati képe, izovonalak érték-köze 1,0 m

Fig. 44. Contour map of the lignite, contour interval: 1 m

Рис. 44. Карта рельефа поверхности лигнитов, с сечением изолиний в 1,0 м



45. ábra. Meddőhányót harántoló mérnökgeofizikai szondázások paramétergörbéi

a) 2/3 jelű feltárás

b) 2/4 jelű feltárás

1-4 — jelölések mint a 43. ábránál; 5 — rétegsor; 6 — agyag; 7 — iszapos homokliszt; 8 — homok

Fig. 45. Parameter curves of penetration soundings across a spoil heap

a) Penetration No. 2/3

b) Penetration No. 2/4

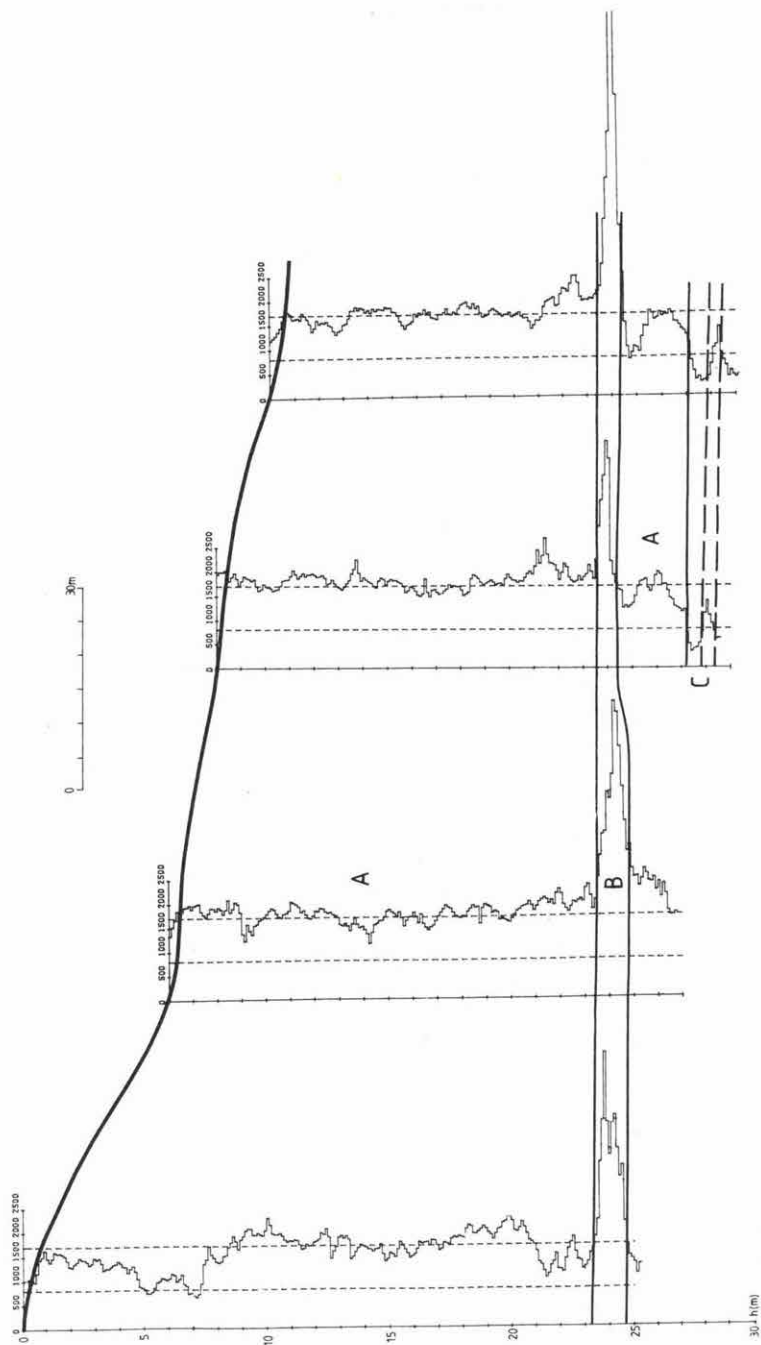
1-4—legend as in Fig. 43; 5—lithologic column; 6—clay; 7—silty very fine grained sand; 8—sand

Рис. 45. Параметрические кривые инженерно-геофизических зондирований по отвалам пустых пород:

a) зондирование 2/3

b) зондирование 2/4

1-4 — как на рис. 43; 5 — колонка; 6 — глины; 7 — илстые песчанистые алевриты; 8 — пески



46. ábra. Lignit fedőösszletében mért természetes gamma aktivitás
A — agyagos-iszapos fedőösszlet; B — nagy plasticitású agyag; C — iszapcsíkos lignit

Fig. 46. Variations of gamma-ray activity in the cover of lignite
A—argillaceous-silty cover; B—clay of high plasticity; C—lignite with silt stringers

Рис. 46. Колебания естественной гамма-активности в перекрывающей толще лигнитов
А — глинисто-илистая перекрывающая толща; В — глины высокой пластичности; С — лигниты с илистыми прослоями

1.4.3 Építésföldtani feladatok megoldása elektromágneses mérésekkel*

Budapesten az építésföldtanilag veszélyeztetett területeken a Földmérő és Talajvizsgáló Vállalat végzi a speciális talajmechanikai vizsgálatokat, amelyekbe időnként bekapcsolódik az Eötvös Loránd Geofizikai Intézet. A Csátárka utcai tervezett lakótelep 0,7 hektárnyi területén előre látható volt, hogy a kutatási feladatot — üregek, víznyelő- és vezetőzónák kimutatása — csupán a hagyományos talajmechanikai feltárással, fúrásos kutatással megoldani nem lehet. Ezért az FTV, saját kutatási programja részeként, az ELGI-től felszíni elektromágneses méréseket kért.

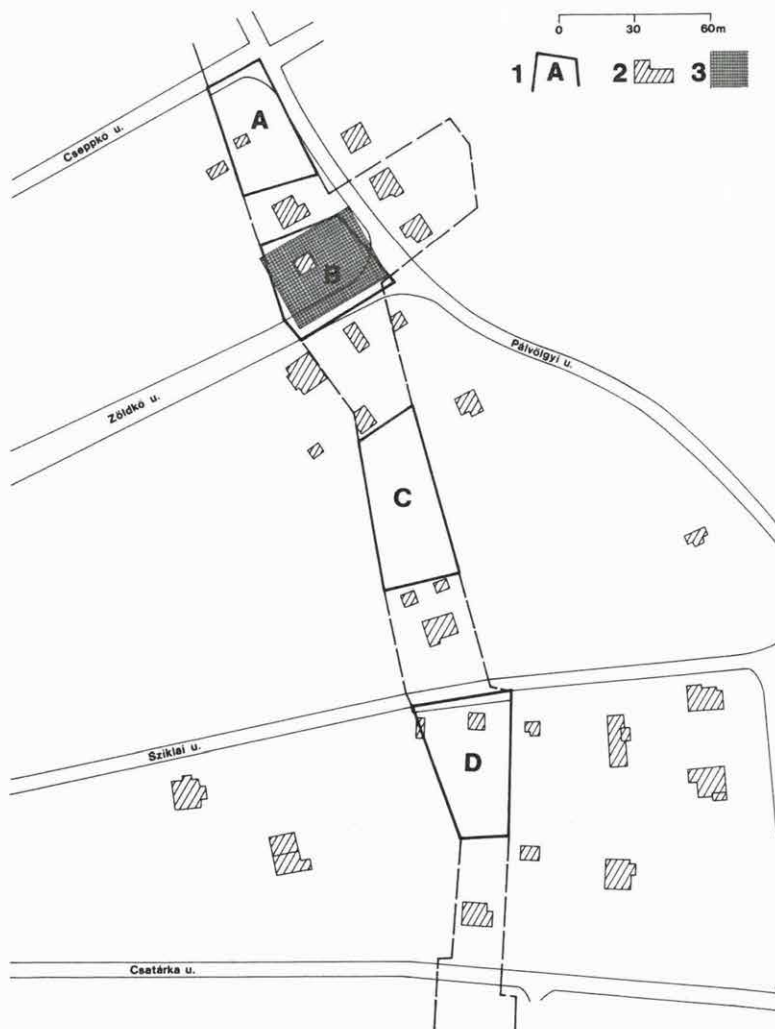
A pálvölgyi barlangjáratok 50–80 m felszín alatti mélységben a nummuliteszes-discocyclinás mészkőben és bryozoás márgában húzódnak. A mérési területen, a Csátárka úttól északra, a felszínen lévő eocén mészkövet és márgát kis vastagságú holocén és pleisztocén rétegek takarják. Így üregesedésre, barlangosodásra már a felszíntől számítani lehet.

A terület a budapesti termális karsztvíz hidrodinamikai rendszerének tápterülete. Ebből következik, hogy a felszínközeli vetőzónák mind környezetvédelmi, mind építési szempontból veszélyesek, hiszen csőtörésből, vagy tömítetlenségből adódóan elszökő víz beszivároghat a karsztvízrendszerbe, szennyezne azt, illetve a szivárgó víz megbontja az épületek alatt a terhet viselő kőzetek mechanikai egyensúlyát. A tervezendő épületek alapozási mélysége, és a tervezett közművek egyaránt 10 m körüli kutatási mélységet igényelnek. A karsztos üregek, víznyelők és vetők kis vízszintes mérete miatt hálózatos mérésre, térképezésre volt szükség.

A kutatási terület részben beépített, így a hagyományos sekélykutató geoelektromos és szeizmikus módszereket az elektródák, illetve geofonok telepítési nehézségei miatt nem alkalmazhattuk. A kutatási feladat megoldására az elektromágneses térképezést választottuk EM-31 és VLF műszerrel. Az EM-31 műszer segítségével vizsgálható mélységtartomány 8–10 m, jelenleg az egyetlen elektromágneses műszer, amivel ilyen felszínközeli kutatás elvégezhető. Az induktív csatolásnak köszönhetően a mérés sűrű, például 2×2 m-es hálózat esetén is gyors. A műszerhez készített PTA-4000 adatregisztráló használata lehetővé teszi az adatok nagyszámítógépes tárolását, feldolgozását. A VLF mérésekkel — amelyeknek az adott ellenállásviszonyok mellett a behatolási mélysége nagyobb — a felszínközeli és a mélyebb hatásokat elkülönítettük.

A 47. ábrán feltüntetett, 20–40 m széles, A–B–C–D betűkkel jelölt, ÉÉNy-DDK irányú sávot kutattuk meg. Példaként a B területre kapott eredményeket mutatjuk be. Mivel a felszínközeli földtani felépítésnél lényegesen nagyobb hatást okozhatnak a mesterséges létesítmények, ezeket a 48/a ábrán részletesen feltüntettük, a mérési hálózattal együtt. A 48/b és 48/c ábrán két, egymásra merőleges, ÉK–DNy, illetve ÉNy–DK műszeriránnyal végzett mérés látszólagos fajlagos ellenállás térképe látható. A várakozásnak megfelelően a felszínközeli hatók miatt a mért paraméter erősen irányfüggő. A 48/d ábra a sokkal simább lefutású VLF látszólagos fajlagos ellenállás térképet mutatja. A három paramétertérkép, és a mesterséges létesítmények helyszínrajzában együttes vizsgálata alapján látható, hogy az elektromágneses mérések a kisebb kiterjedésű, a különböző közművekhez szorosan kapcsolódó anomáliák mellett egyértelműen mutatnak egy É–D irányú, kisebb fajlagos ellenállású zónát. Feltételezhető, hogy ez egy vetőzóna, amelyet csökkent fajlagos ellenállású, törmelék-összetölt ki.

* Kiss J. (ELGI), Úrhegyi L. (FTV)



47. ábra. Űregkutatás a tervezett Csátárka utcai lakótelep helyén

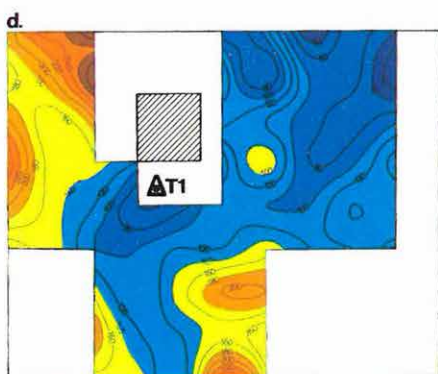
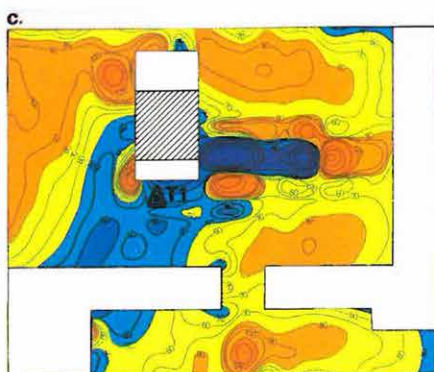
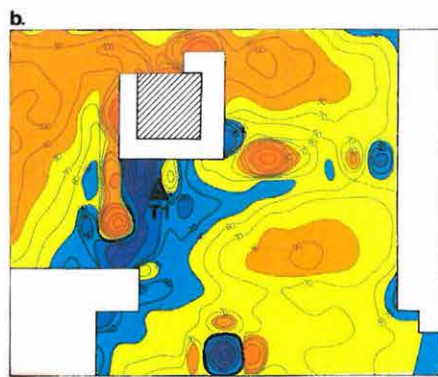
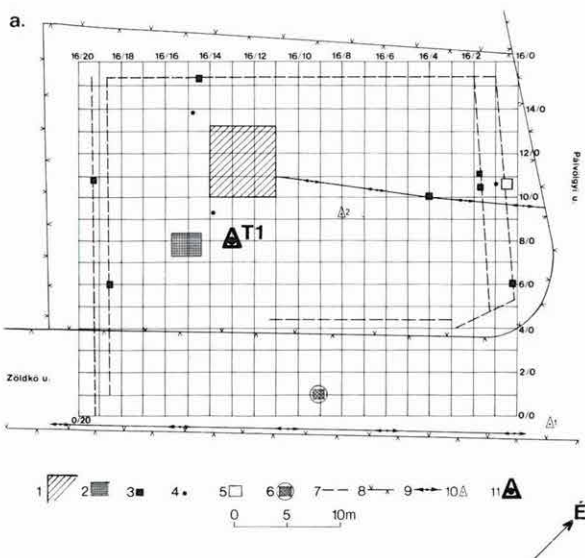
1 — térképező elektromágneses módszerekkel megkutatott területrészek; 2 — a meglévő épületek alaprajza; 3 — a 48. ábrán bemutatott részletező mérések területe

Fig. 47. Geophysical survey for near-surface cavities

1—areas of EM mapping; 2—existing buildings; 3—area of detailed prospecting presented in Fig. 48

Рис. 47. Поиски подземных полостей на площади проектируемого микрорайона Чатарка-утца:

1 — участки электромагнитной съемки; 2 — контуры существующих зданий; 3 — участок детальных работ, представленный на рис. 48



48. ábra. A B területrészen elvégzett geofizikai mérések eredményei

- a) A megkutatott terület részletes helyszínrajza
- b) Látszólagos ellenállás térkép (EM-31 műszer ÉK-DNy irányban)
- c) Látszólagos ellenállás térkép (EM-31 műszer ÉNy-DK irányban)
- d) VLF látszólagos ellenállás térkép

1 — épület alaprajz; 2 — betonkád; 3 — vasoszlop; 4 — vízcsap; 5 — vízóra; 6 — csatorna-akna; 7 — szőlőkordon; 8 — kerítés; 9 — elektromos távvezeték; 10 — FTV által mélyített fúrás; 11 — az EM mérések tervpontján mélyített fúrás

Fig. 48. Results of the geophysical survey of area B

- a) Location map of the study area
- b) Apparent resistivity map (instrument: EM-31, direction: NE-SW)
- c) Apparent resistivity map (instrument: EM-31, direction: NW-SE)
- d) VLF apparent resistivity map

1—existing building; 2—concrete sewer; 3—iron pole; 4—water tap; 5—water meter; 6—drain shaft; 7—row of vine props; 8—fence; 9—transmission line; 10—borehole; 11—borehole suggested as a result of the geophysical survey

Рис. 48. Результаты геофизических работ на участке В:

- a) Детальный план участка работ
- b) Карта кажущихся сопротивлений (прибор EM-31, развертка в СВ-ЮЗ направлении)
- c) Карта кажущихся сопротивлений (прибор EM-31, развертка в СЗ-ЮВ направлении)
- d) Карта кажущихся сопротивлений по ОНЧ

1 — контуры зданий; 2 — бетонная ванна; 3 — железный столб; 4 — водопроводный кран; 5 — счетчик расхода воды; 6 — канализационный шурф; 7 — виноградная полоса; 8 — ограда; 9 — высоковольтная линия; 10 — скважина, пробуренная организацией FTV; 11 — скважина, заданная по результатам электромагнитных измерений

A T1 jelű geofizikai tervponton lemélyült fúrás igazolta a mérések eredményeit, a fúró 10 m mélységben megszaladt egy vető menti, összezúzott, laza üledékes zónában. Ennek jelenléte az építési terveket nagymértékben módosítani fogja. A B terület-részen tehát bebizonyosodott, hogy a felszíni geofizikai kutatásnak fontos szerepe lehet az építésföldtanilag veszélyes területrészek kijelölésében.

Az A, C és D terület sima lefutású ellenállástérképei nyugodt földtani felépítést mutatnak; a nagy ellenállású, szálban álló kőzetek elfedett domborzatával korrelálnak. A területen jelentkező néhány (egy-két pontos) anomália hatóját a helyszínrajzok alapján könnyű azonosítani. Ezeken a területeken az épületeket veszélyeztető földtani képződmény jelenléte nem valószínű.

1.4.4 Agyakutatás Csorna–Beled térségében*

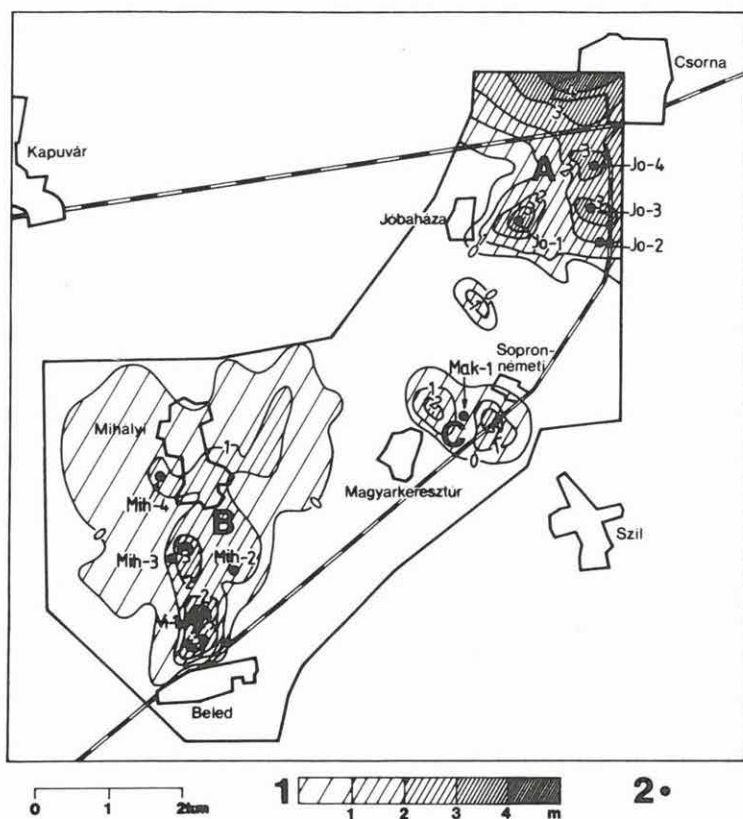
A Téglá- és Cserépipari Szolgáltató Vállalat megbízásából Csorna és Beled környékén folytattuk az 1983-ban megkezdett geofizikai és fúrásos kutatást. 1987-ben 300 ponton végeztünk vertikális elektromos szondázást. A cél az óholocén öntés-agyag, kőzetlisztes agyag és agyagos kőzetliszt elterjedésének és vastagságának meghatározása volt. Ezeket az agyagos kőzeteket a környező téglagyárak használják fel nyersanyagként.

A mérések tervezésénél a korábbi eredményeken alapuló földtani modellt vettük figyelembe (*III. táblázat*). A haszonanyagok (különböző agyakok) kis fajlagos ellenállása a fekében és fedőben mérhetővel szemben, kedvező a geoelektromos kutatás számára. A mérési anyag kiértékelése során első lépésben elkülönítettük azokat a területrészeket, ahol a geoelektromos rétegsorban a fedőréteg alatt 8–25 Ω m-es fajlagos ellenállású összlet, azaz haszonanyag jelentkezik. A kis ellenállású összlet vastagságtérképe (*49. ábra*) szerint két körzetben — Jóbháza (A) és Mihályi (B) — várható 3 m-t meghaladó vastagságú haszonanyag, míg Sopronnémeti és Magyarkeresztúr térségében (C) ennek vastagsága legfeljebb 2,5 méter.

A geofizikai előkészítés után a megbízó 10 mérési ponton 30 m talpmélységű fúrásokat mélyített. A haszonanyag vastagságok jól korreláltak a szondázási görbék kiértékeléséből kapott adatokkal (*50. ábra*). Példaként bemutatjuk a Jo-4 fúrás rétegsorát és azt a szondázási görbét, amelynek alapján a 3,5 m vastag agyagos kőzetlisztet, illetve kőzetlisztes agyagot előre jeleztük (*51. ábra*). Azokon a területrészeken, ahol a haszonanyag 2 m-nél vastagabb, a fúrási és geofizikai adatok alapján az agyag-vagyont megbecsülték. Eszerint a mindennemű téglaiipari termék gyártására alkalmas, D₁ kategóriájú vagyont mintegy 5 millió m³, a gyengébb minőségű, csak falazóanyag-nak megfelelő nyersanyag ezen felül 0,4 millió m³.

Mint azt a bemutatott eredmények is igazolják, a vertikális elektromos szondázás alkalmas a kitűzött feladat megoldására. A módszer segítségével, tapasztalataink szerint, ± 50 cm-es vertikális felbontóképesség érhető el. A hatékonyság tovább növelhető, ha a szondázások telepítése előtt valamilyen gyors térképező eljárással átnézetes képet kapunk a területről, illetve ha már a geofizikai kutatás során ellenőrizzük az eredményeket mérnökgeofizikai szondázásokkal, sőt szükség esetén akár magot is veszünk a haszonanyagból. A haszonanyag felszíni mérések alapján való minősítését biztosabbá teheti a gerjesztett polarizációs módszer bevonása.

* Máté P. (Téglá- és Cserépipari Szolg. Váll.), *Szilárdgyi I.* (ELGI)



49. ábra. Az óholocén korú agyagos összlet vastagság térképe
1 — vastagság skála; 2 — 1987-ben mélyített fúrás

Fig. 49. Thickness of Early Holocene argillaceous formation
1—scale for thickness; 2—borehole drilled in 1987

Рис. 49. Карта мощности глинистой толщи нижнего голоцена
1 — шкала мощностей; 2 — скважина, пробуренная в 1987 г.

1 Földtani kor	2 Képződmény	3 Fajlagos ellenállás	4 Maximális vastagság
Újholocén	Talaj	50–150 Ωm	0,5 m
Óholocén	Kőzetlisztes agyag, aagyagos kőzetliszt vagy homok, kavicsos homok, agyagos homok	8–25 Ωm 25–100 Ωm	4,0 m
Pleisztocén	Homok, kavicsos homok, agyagos homok	250–300 Ωm	75 m

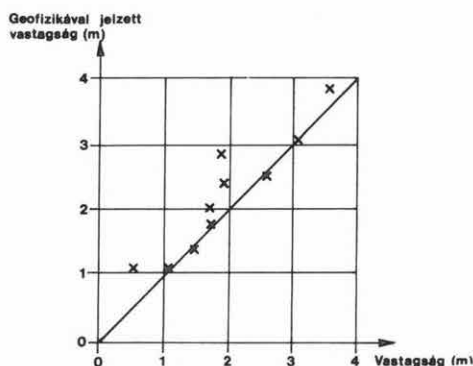
III. táblázat. A felszíni ill. felszínközeli képződmények ellenállás- és vastagságviszonyai (Csorna-Beled)

Table III. Resistivity- and thickness conditions of surface- and near-surface formations (Csorna-Beled)

1—geological age; 2—formation; 3—resistivity; 4—maximum thickness

Таблица III. Сопротивления и мощности приповерхностных и близповерхностных отложений (Чорна-Белед)

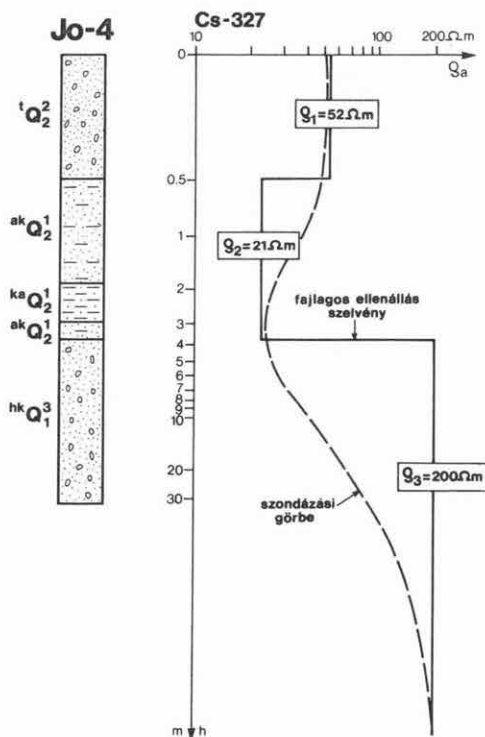
1 — геологический возраст; 2 — породы; 3 — сопротивление; 4 — максимальная мощность



50. ábra. A haszonanyag VES mérésekből, ill. fúrással meghatározott vastagság értékeinek korrelációja

Fig. 50. Correlation of thickness values of the clay as determined by VES measurements and by drilling

Рис. 50. Корреляция значений мощностей полезного ископаемого по данным ВЭЗ и бурения



51. ábra. A Jo-4 sz. fúrás és a Cs-327 jelű szondázási görbe paramétereinek összehasonlítása

$^tQ_2^2$ — újholocén talaj; $^{ak}Q_2^1$ — óholocén agyagos kőzetliszt; $^{ka}Q_2^1$ — óholocén kőzetlisztes agyag; $^{hk}Q_1^3$ — pleisztocén homokos kavics

Fig. 51. Comparison of parameters of borehole Jo-4 and VES curve Cs-327

$^tQ_2^2$ —Late Holocene soil; $^{ak}Q_2^1$ —Early Holocene argillaceous silt; $^{ka}Q_2^1$ —Early Holocene silty clay; $^{hk}Q_1^3$ —Pleistocene sandy gravel

Рис. 51. Сопоставление параметров по скважине Jo-4 и кривой зондирования Cs-327:

$^tQ_2^2$ — верхний голоцен, почва; $^{ak}Q_2^1$ — глинистые алевролиты; нижний голоцен, $^{ka}Q_2^1$ — алевролитистые глины; $^{hk}Q_1^3$ — плейстоцен, песчанистые галечники

2 MÓDSZER- ÉS MŰSZERKUTATÁS

2.1.1 A felszínközeli lazaréteg felülvágó hatásának vizsgálata vibroszeiz sekélykutatásban*

Kis mélységek (100–200 m) szeizmikus kutatásánál legfontosabb követelmény a nagy vertikális és horizontális felbontás, azonban az ilyen mélységek kutatása csak a kisebb ráfordítást igénylő felszíni források alkalmazásával oldható meg gazdaságosan. A felszíni források egyik problémája, hogy a forrás által gerjesztett jel kétszer halad át a felszínközeli fellazult összleten, melynek frekvencia-szelektív abszorpciós hatása igen erős felülvágó hatást gyakorol a szeizmikus jelekre. Ennek eredményeképpen a jelek spektruma az alacsonyabb frekvenciákra korlátozódik, s így romlik a mérés vertikális felbontóképessége.

A kőzetek rugalmas energiát elnyelő tulajdonsága több fizikai paraméterrel jellemezhető. Leggyakrabban alkalmazott paraméterek a *csillapodási együttható* (α), illetve a *minőségi tényező* (Q). A csillapodási tényező meghatározásának számos módszere ismeretes. Ezek közül legmegbízhatóbb a VSP mérések első beérkezéseiből, az amplitúdó spektrumok hányadosa alapján történő számítási eljárás. Legyen $A(f, 0)$ a forrásfüggvény amplitúdó spektruma, $A(f, H)$ a H mélységben észlelt jel amplitúdóspektruma. Homogén közegre a H mélységben észlelt jel amplitúdó spektruma a forrásfüggvény amplitúdó spektrumával a következőképpen fejezhető ki:

$$A(f, H) = KA(f, 0)e^{-\alpha(f)H}, \quad (1)$$

ahol K — a geometriai szóródást tartalmazó állandó, $\alpha(f)$ — a közeg rugalmatlanságát jellemző csillapodási tényező. Vízszintesen rétegzett közeg esetében a K tartalmazza a rétegsor reflektivitásának hatását is, $\alpha(f)$ pedig a rétegsort jellemző effektív érték.

Az abszorpciós együttható számos vizsgálat szerint a szeizmikus frekvenciasávban (5–500 Hz) a frekvencia lineáris függvénye:

$$\alpha(f) = kf = \frac{\pi}{QV}f \quad (2)$$

ahol

k — a csillapodási együttható frekvenciától független része, Q — dimenzió nélküli minőségi faktor, V — a hullámterjedési sebesség az adott közegben. Az (1) egyenletből $\alpha(f)$ kifejezhető az egyenlet logaritmálása után:

* Gombár L., György L.

$$\alpha(f) = -\frac{1}{H} \left[\ln \frac{A(f, H)}{A(f, 0)} - \ln K \right] \quad (3)$$

A (2) egyenlettel összevetve

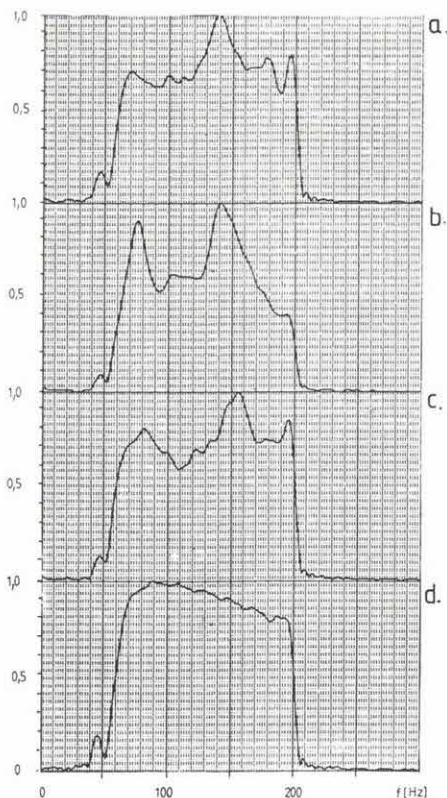
$$kf = -\frac{1}{H} \ln \frac{A(f, H)}{A(f, 0)} + \text{Const.} \quad (4)$$

Itt feltételeztük, hogy a rétegsor reflektivitása nem függ a frekvenciától. Így az amplitúdó spektrumok hányadosának logaritmus a k iránytangensű egyenest ad a frekvencia függvényében, amelynek segítségével a (2) egyenlettel kiszámíthatjuk Q -t. A minőségi faktor értéke fiatal, laza üledékre általában $Q=5-50$, idősebb, kompaktált kőzetekben $Q=50-500$ közötti érték.

A felszínközeli, különböző vastagságú lazaréteg felülvágó hatásának vizsgálatára kísérleti mérést végeztünk egy nagyon változékony topográfiajú területen, ahol a lazaréteg vastagsága is erősen ingadozott. A terepi mérést Failing Y-1100 CB típusú nagyfrekvenciás teljesítményszabályzó egységgel ellátott vibrátorral, DFS-V felvevő-műszerrel (1 ms-os mintavétellel) és Cs-2502 korrelátorral végeztük. A K-1/87 módszertani szeizmikus szelvény mentén négy ponton, 50–55 m-es fúrt lyukakban, falhoz szorított VSP szondával észleltük a P -hullámokat 50 m-től, 10 m-es lépésközlőként. A vibrátort a lyukszájtól 10 m-re helyeztük el. A szonda jele mellett külön érzékelőkkel figyeltük és regisztráltuk a vibrátor alaplapijának és a reaktív tömegnek a jelét, valamint a két gyorsulási jelnek a tömegekkel súlyozott összegét, mely a vibrátor által a talajra gyakorolt erőt (earth force) adja meg. Ez a jel tekinthető a forrás jelének.

A mérést 40–200 Hz frekvenciatartományt átfogó lineáris, 16 s hosszú (52. ábra), illetve a 40–200 Hz-es tartományt átfogó, a 190–200 Hz-es tartományt erősen kiemelő, nem lineáris vibrojellel végeztük (53. ábra). A 54. és 55. ábrán bemutatunk néhányat a különböző mélységben regisztrált jelek amplitúdó spektrumai közül, vastag (15 m), illetve vékony (5 m) lazaréteg esetében. Látható a 100 Hz fölötti frekvenciakomponensek amplitúdójának csökkenése, ami különösen nagy mértékű a vastag lazaréteggel fedett mérési helyen. A jelek spektruma egy keskeny sávra szűkül, s a spektrum domináns frekvenciája 80–100 Hz körüli érték.

A spektrumhányadosok logaritmus a 80–160 Hz-es tartományban általában jól kiegyenlíthető egy egyenessel (56. ábra). Az értékek helyenkénti túl nagy szórását a 170–200 Hz-es tartományban valószínűleg az okozza, hogy ott a spektrum nem a jel komponenseit, hanem csak a zajokat tartalmazza. A spektrumhányadosok módszerével, különböző felszíni viszonyok mellett, meghatározott elnyelődési paraméterek értékeit a IV. táblázat mutatja. A meghatározott k és Q értékek ún. effektív értékek, melyek a felszíntől a szonda mélységéig terjedő összletet jellemzik. A 10–20 m-es mélységben mért adatokat azonban alapvetően a felszíni lazaréteg hatása befolyásolja. Ennek alapján a lazaréteg $k \approx 1-3 \cdot 10^{-3}$ [1/m/Hz] és $Q \approx 2-2,5$ értékekkel jellemezhető. A lazaréteg alatti konszolidálódott, oligocén korú homokokra, agyagokra az effektív értékekből számítható $k \approx 1,5 \cdot 10^{-4}$ [1/m/Hz], $Q \approx 10-15$, azaz egy nagyságrenddel kisebb a csillapodás, mint a lazarétegben. 15 m vastag lazaréteg esetében pl. a 200 Hz-es bemenő jelek már a réteg talpánál 18–20 dB-lel csillapodnak, a 80–100 Hz körüli domináns frekvenciához képest. Ilyen mértékű felülvágó hatást pedig nem lehet a nagy frekvenciákat erősen kiemelő, nem lineáris frekvenciamenetű bemenő



52. ábra. A vibrátor által kibocsátott jelek normált amplitúdó spektrumai 40–200 Hz-es lineáris vibrojel esetében

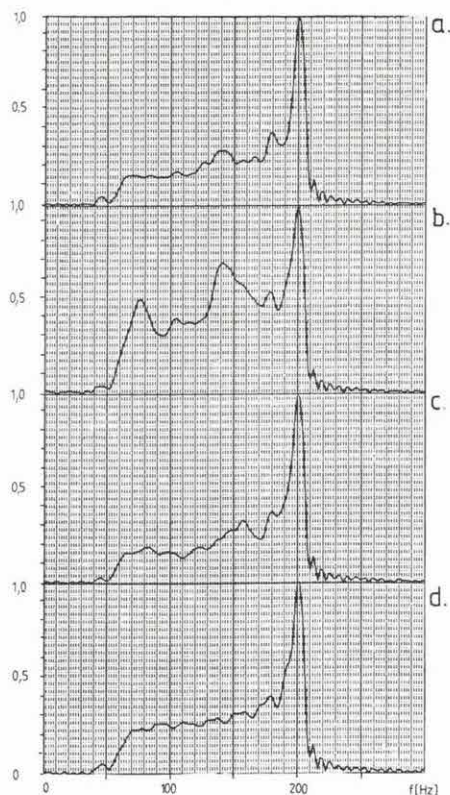
a — a földerő jele; b — a reaktív tömeg jele; c — az alaplap jele; d — a referenciajel

Fig. 52. Normalized amplitude spectra of vibrator signals for a 40–200 Hz linear sweep

a—earth force signal; b—signal of the reactive mass; c—signal of the base plate; d—reference signal

Рис. 52. Нормированные амплитудные спектры сигналов от вибратора при линейном вибросигнале 40–200 Гц:

a — сигнал, передаваемый почве; b — сигнал от реактивной массы; c — сигнал от опорной плиты; d — основной сигнал



53. ábra. A vibrátor által kibocsátott jelek normált amplitúdó spektrumai $f(t)=40+160[1-(t/16)^{3/2}]$ frekvenciamenetű nem lineáris vibrojel esetében

Jelmagyarázat, mint az 52. ábráé

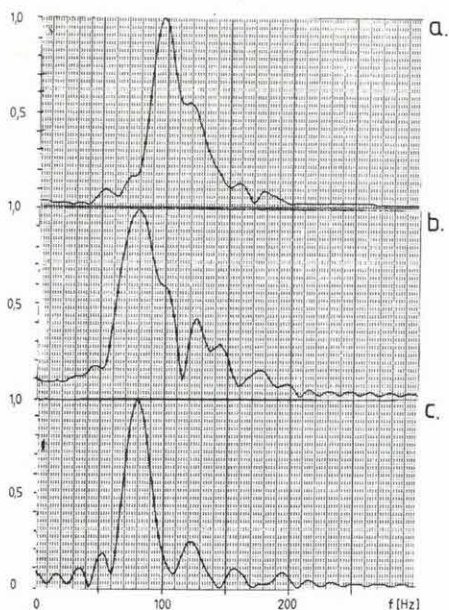
Fig. 53. Normalized amplitude spectra of vibrator signals for the non-linear sweep of $f(t)=40+160[1-(t/16)^{3/2}]$ frequency function

Legend as in Fig. 52

Рис. 53. Нормированные амплитудные спектры сигналов от вибратора при нелинейном вибросигнале с частотой

$$f(t) = 40 + 160 [1 - (t/16)^{3/2}]$$

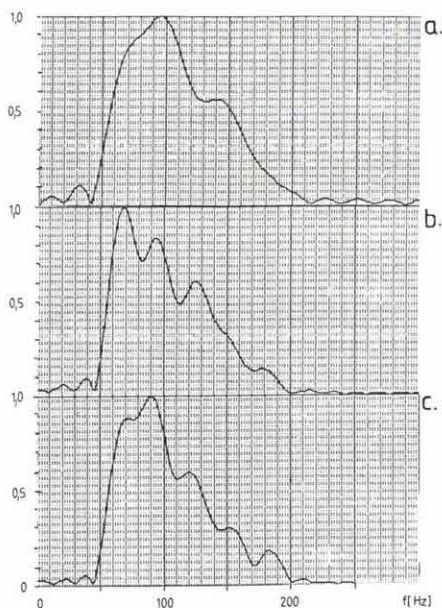
условные обозначения — на рис. 52.



54. ábra. A VSP szondával regisztrált első beérkezések normált amplitúdó spektrumai 15 m vastag felszíni lazaréteg mellett, különböző mélységekben
a — 20 m; b — 40 m; c — 56 m

Fig. 54. Normalized amplitude spectra of the first arrivals recorded by a VSP sonde in various depths for a low-velocity layer of 15 m thickness
a—20 m; b—40 m; c—56 m

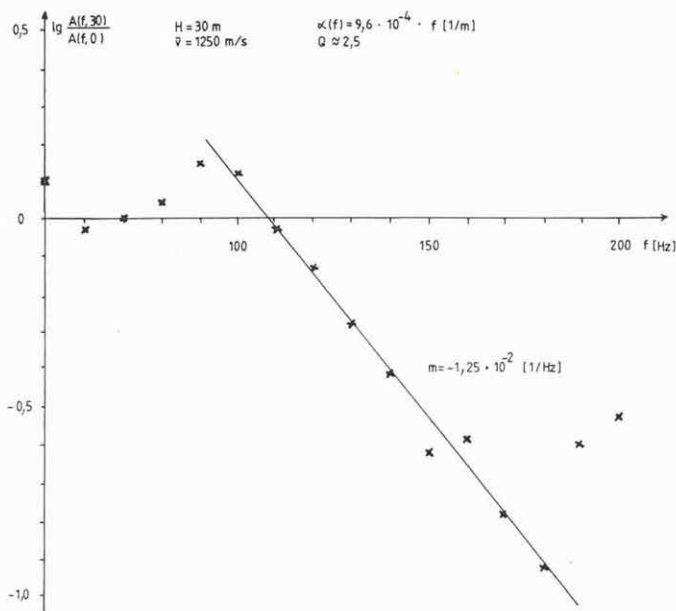
Рис. 54. Нормированные амплитудные спектры первых вступлений, зарегистрированных зондом ВСП при мощности приповерхностного рыхлого слоя в 15 м на различных глубинах
a — 20 м; b — 40 м; c — 56 м



55. ábra. VSP szondával regisztrált első beérkezések normált amplitúdó spektrumai 5 m vastag felszíni lazaréteg mellett, különböző mélységekben
a — 20 m; b — 40 m; c — 53 m

Fig. 55. Normalized amplitude spectra of the first arrivals recorded by a VSP sonde in various depths for a low-velocity layer of 5 m thickness
a—20 m; b—40 m; c—53 m

Рис. 55. Нормированные амплитудные спектры первых вступлений, зарегистрированных зондом ВСП при мощности припо-



56. ábra. Csillapodási együttható meghatározása a spektrumhányadosok logaritmusának módszerével

Fig. 56. Determination of the attenuation coefficient through the logarithm of the spectrum quotients

Рис. 56. Определение коэффициента затухания способом логарифмов отношений спектров

jelekkel sem kompenzálni, annak ellenére sem, hogy az általunk alkalmazott $f=40+160\left[1-\left(\frac{t}{16}\right)^{3/2}\right]$ frekvenciaváltozású vibrátorjel látszólag meredeken emeli ki a 190–200 Hz-es tartományt (≈ 10 dB-lel, 53. ábra). A lyukban mért jel vastag lazaréteggel borított helyeken ugyanolyan lesz, mint a lineáris vibrojel esetében. Vékony lazaréteg mellett látható, hogy nem lineáris vibrojel használata esetén a szondajel valamivel gazdagabb magas frekvenciákban (57. ábra), mint a lineáris vibrojelnél. Tehát 3–4 m-nél vastagabb lazaréteggel borított területeken nincs értelme a 160–180 Hz fölötti frekvenciák gerjesztésének még nem lineáris vibrojel típusokkal sem.

Ezt támasztja alá az 58. ábrán látható 40–240 Hz-es vibrojellel készült felvétel szűrővizsgálata, amelyen látható, hogy 140–150 Hz fölött már nincs koherens jel a felvételeken, a hanghullámokat kivéve.

N^o	d [m]	V_{LVL} [m/s]	V_{eff} [m/s]	h [m]	V [m/s]	k_{eff} [1/m/Hz]	Q_{eff}
10	15	520	2100	50	1250	$9 \cdot 10^{-4}$	3,5
				40	1100	$7,6 \cdot 10^{-4}$	4
				30	1000	$1,1 \cdot 10^{-3}$	3
				20	740	$1,5 \cdot 10^{-3}$	2,5
40	15	490	2000	56	1200	$1 \cdot 10^{-3}$	2,5-3
				40	1030	$7 \cdot 10^{-4}$	4
				20	690	$1,8 \cdot 10^{-3}$	2,5
				10	490	$2,8 \cdot 10^{-3}$	2
65	7	490	2100	53	1520	$4,3 \cdot 10^{-4}$	4,5-5
				40	1330	$4,2 \cdot 10^{-4}$	5,5
				30	1250	$9,6 \cdot 10^{-4}$	2,5-3
				20	1050	$1 \cdot 10^{-3}$	2,5
95	4	490	1900	53	1700	$3,6 \cdot 10^{-4}$	5-6
				40	1600	$3,7 \cdot 10^{-4}$	5,5
				10	900	$2 \cdot 10^{-3}$	2

IV. táblázat. VSP mérésrel meghatározott szeizmikus paraméterek

N^o — a mérési pont száma; d — a lazaréteg vastagsága; V_{LVL} — lazaréteg sebessége; V_{eff} — konszolidált rétegben mért sebesség; h — szondamélység; V — átlagsebesség; k_{eff} — csillapodási együttható; Q_{eff} — minőségi faktor

57. ábra. A 65. ponton, 30 m mélységben regisztrált első beérkezések normált amplitúdó spektrumai 7 m-es lazaréteg vastagság esetében

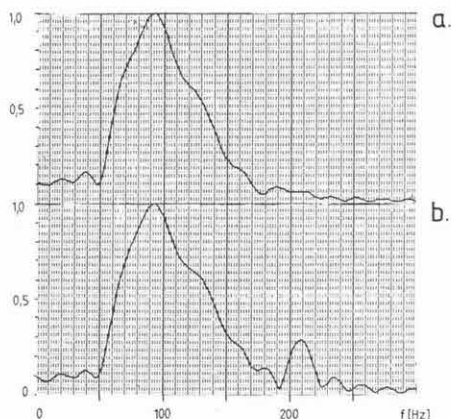
a — lineáris vibrojel; b — nem lineáris vibrojel

Fig. 57. Normalized amplitude spectra of the first arrivals recorded at point 65, in a depth of 30 m for an LVL thickness of 7 m

a — linear sweep; b — non-linear sweep

Рис. 57. Нормированные амплитудные спектры первых вступлений, зарегистрированных в пункте № 65 при мощности приповерхностного слоя в 7 м на глубине 30 м

a — линейный вибросигнал; b — нелинейный вибросигнал



58. ábra. 48-csatornás, 10 m-es geofonbázis közötti felvétel szűrővizsgálata, 40–240 Hz-es lineáris gerjesztőjel esetén

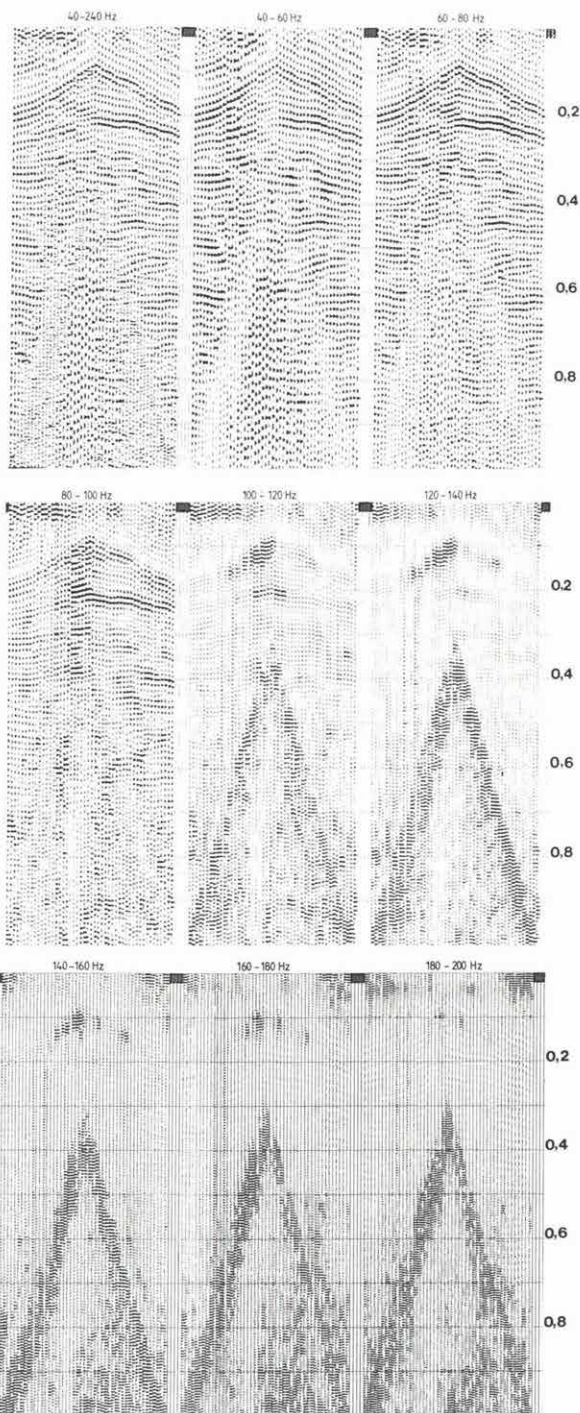


Fig. 58. Filter test of a 48-channel record with 10 m geophone base interval and a linear 40–240 Hz sweep

Рис. 58. Фильтрация 48-канальной записи с шагом 10 м при линейном возбуждающем сигнале 40–240 гц

2.1.2 Mélyfúrások közötti térrészek vizsgálata nagy felbontóképességű, transzformált szeizmikus szelvények segítségével *

A hazai szénhidrogénbányászat az utóbbi időben egyre inkább igényli a már felkutatott kőolaj- és földgázmezők termelési stratégiájának felállításához a felszíni szeizmika és a mélyfúrási geofizika szolgáltatta információk együttes értelmezését. E feladat megoldásához a mélyfúrások adataival összevethető információtartalmú, „nagy részletességű” szeizmikus szelvényeket kell előállítani. Ez kettős feladatot jelent:

- egyrészt a szokásosnál nagyobb és egyenletesebb felbontást kell elérni, hogy a különböző korú kőzetekből álló tároló részekben egyaránt a mélyfúrási adatokkal összevethető információt kapjunk;
- másrészt a kinematikai jellemzők mellett (menetidők, sebességek) az akusztikus impedanciára és a dinamikus jellemzőkre is ki kell terjeszteni a vizsgálatot.

A magyarországi tároló összletek jellemző intervallum-sebességeire elvégeztük a felbontóképesség frekvenciafüggésének vizsgálatát. Ennek alapján a tárolók belső felépítésének tanulmányozását lehetővé tevő nagy és közel egyenletes felbontást akkor kapunk, ha a szeizmikus szelvények frekvenciatartalmát kiterjesztjük az 50 Hz feletti tartományra. A mezőn belüli mérések kivitelezését és feldolgozását ennek figyelembevételével a „tárolóra célorientáltan” terveztük meg az egyik K-magyarországi szénhidrogén-előforduláson.

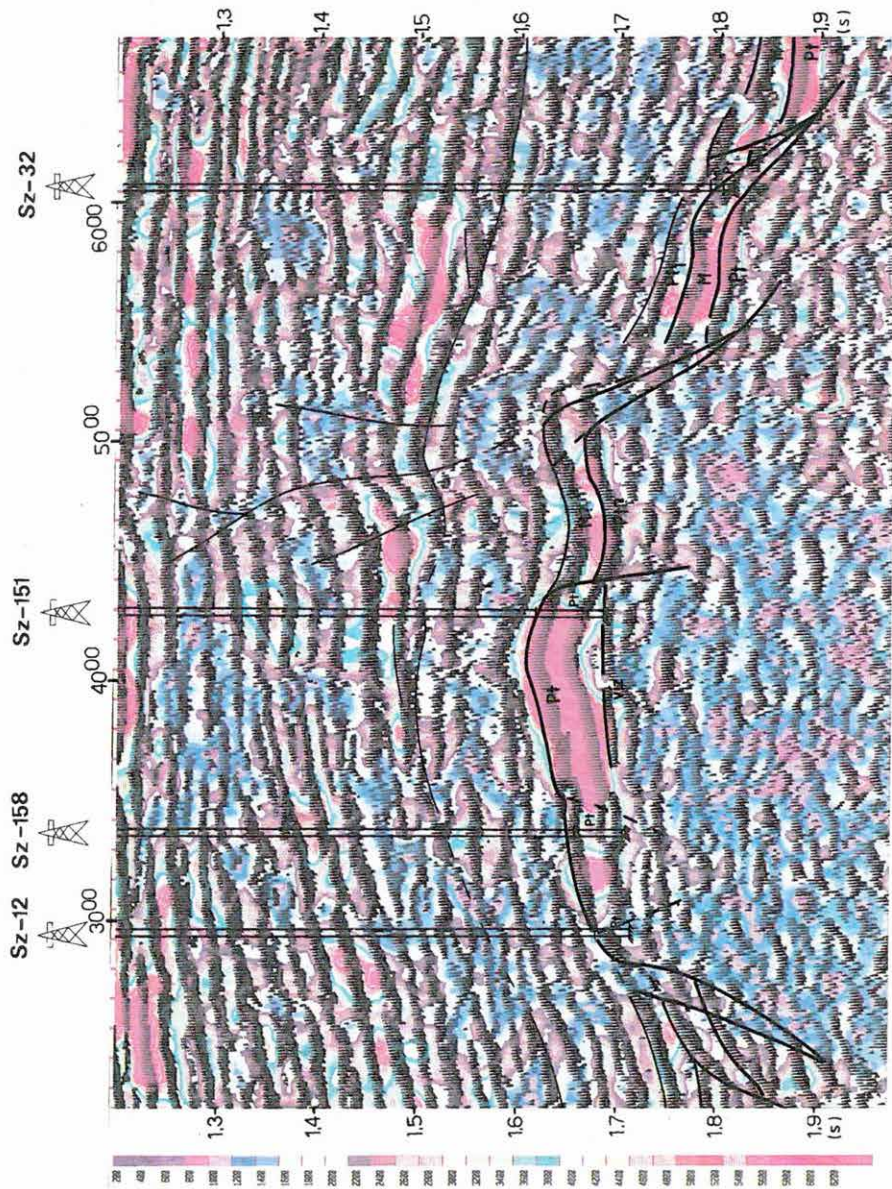
A tárolót — amely 1800–2070 m mélységtartományban halmaztelepet tartalmaz — vékony miocén összlet és prekambriumi metamorf képződmények alkotják. A nagy felbontású mérés kivitelezése előtt egy kísérletsorozattal megvizsgáltuk, hogy a kőolaj- és földgázkutatásban megszokott, 10–50 Hz-nél magasabb frekvenciatartományú gerjesztő jel esetén kapunk-e kellő energiával beérkezést a tárolóról és annak belsejéből. Azt találtuk, hogy nem elegendő a nagy frekvenciák felé kiterjeszteni a sávot, hanem a kis frekvenciák domináló hatásának leküzdése érdekében az alsó határfrekvenciát feljebb kell tolni. A kísérletek eredményeképpen a választott frekvenciasáv 18–92 Hz volt.

A feldolgozás során — amelyet az SzCSz-3 programrendszerrel végeztünk — a jelek nagyfrekvenciás tartalmának megőrzése volt a fő célunk. Ennek eredményeképpen az időszelvények tartalmaznak az 50–70 Hz frekvenciasávban is jeleket. Ezek kiemelésére 35–80 Hz sávban is megszürtük a szelvényeket. Ezáltal a vékony, 0–100 m között változó vastagságú, miocén összlet térképezése is lehetővé vált. Az elsődleges porozitású miocén, és a másodlagos porozitású, breccásodott prekambriumi összlet elválasztásával, továbbá a prekambriumon belül az olaj-víz fázishatár kimutatásával (59. ábra) — úgy gondoljuk, — hogy elősegítettük a tároló jobb megismerését. Számos megállapításunkat az azóta mélyített fúrások igazolták.

A munka második szakaszában kezdtük meg a szeizmikus jelek dinamikai vizsgálatát, valamint a szeizmikus és mélyfúrási geofizikai adatok integrálásához a szeizmikus szelvény pszeudoakusztikus transzformációját. Ezekről várható, hogy közvetlen információt nyerünk a rétegtartalomról és a tároló belső szerkezetéről. Az időszelvények Hilbert transzformáltjaiból készített pillanatnyi amplitúdószelvényt kombináltuk a pillanatnyi fázisszelvénnel. A pillanatnyi amplitúdót színezéssel, a pillanatnyi fázist a fél hullámalak fekete-fehér megjelenítésével ábrázoltuk. A Ga-6/86 szelvényen a 3000–5200 közötti kiemelt metamorf tároló középső szakasza amplitúdó-maximummal jelentkezik, jelezvén az alsó-pannóniai és a prekambriumi kristályos

* Szulyovszky I. (GKV), *Albu I.*, Jánváriné Kántor I., Pápa A., Timár Z.

Ga-6/86



59. ábra. Egyesített, migrált pillanatnyi amplitúdó és pillanatnyi fázis szelvény (Ga-6/86 részlete)

Pt — prekambriumi metamorfit; víz — olaj-víz fázishatár; M — szarmata vagy idősebb miocén összlet; Pl₁ — alsó-pannóniai mészmárga

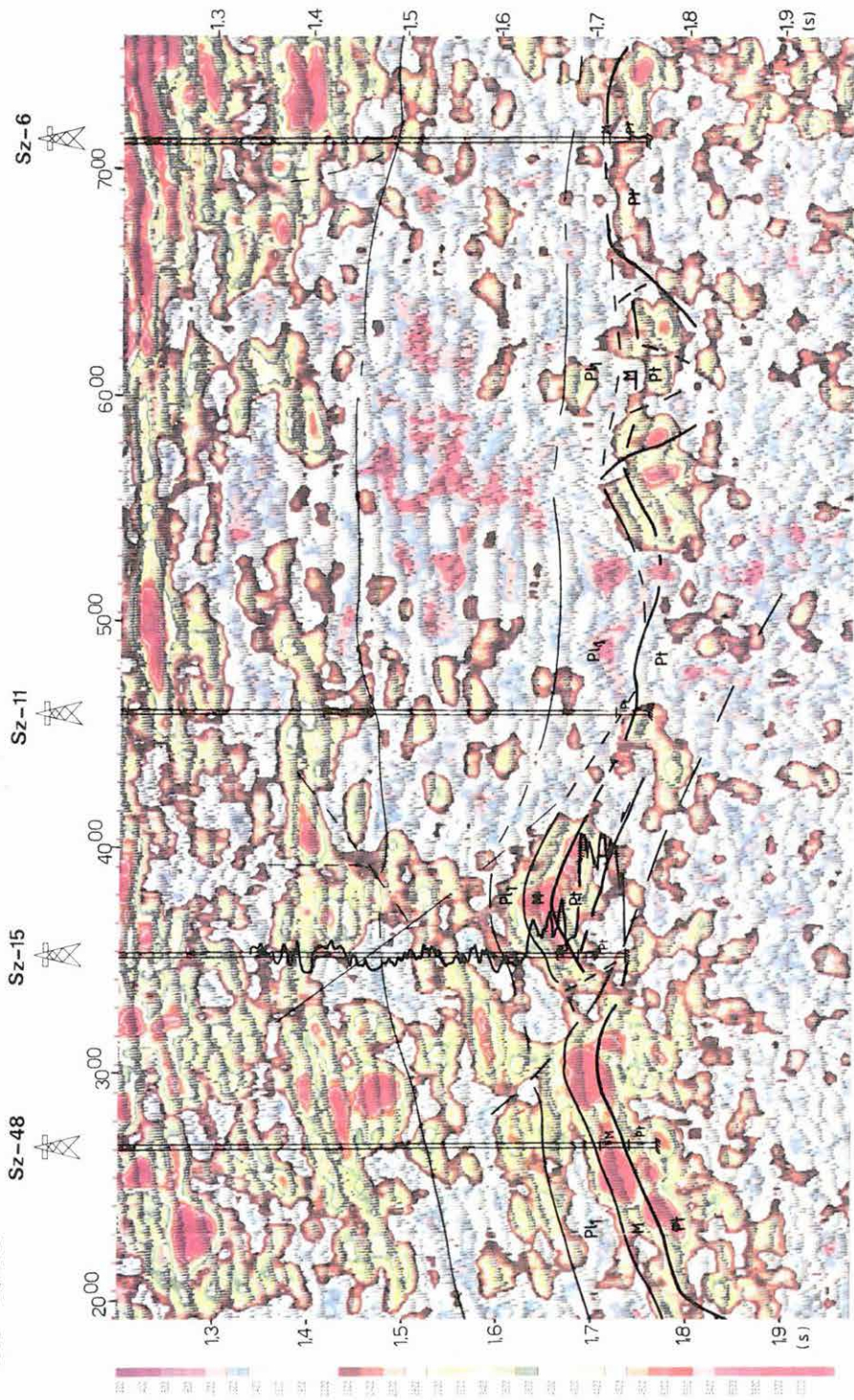
Fig. 59. Combined migrated time section of instantaneous amplitude and instantaneous phase (part of Ga-6/86)

Pt—pre-Cambrian metamorphites; víz—oil-water phase boundary; M—Sarmatian or older Miocene formation; Pl₁—Lower Pannonian limey marl

Рис. 59. Временной разрез объединенных мгновенных амплитуд и мгновенных фаз (фрагмент Ga-6/86) с миграцией

Pt—докембрийские метаморфиты, víz—водо-нефтяная фазовая граница, М—сарматские и более древние миоценовые отложения, Pl₁ — нижнепаннонский известковый мергель

Ga-3/86



60. ábra. Egyesített, migrált pillanatnyi amplitúdó és pillanatnyi fázis szelvény (Ga-3/86 részlete). Jelölések mint az 59. ábrán

Fig. 60. Combined migrated time section of instantaneous amplitude and instantaneous phase (part of Ga-3/86). Notations as in Fig. 59

Рис. 60. Временной разрез объединенных мгновенных амплитуд и мгновенных фаз (фрагмент Ga-3/86) с миграцией. Условные обозначения как на рис. 59.

közetek közötti nagy sebesség-ugrást. A szárnyakon foltokban fellépő ugrásszerű amplitúdócsökkenés idős vetőkhöz kötődő breccsásodott közettömegeket valószínűsít. Ebből arra következtethetünk, hogy másodlagos porozitású, repedezett metamorf tároló esetében az amplitúdócsökkenés a porozitás növekedésével hozható kapcsolatba (az agyagosság mértékének meghatározása további vizsgálatokat igényel).

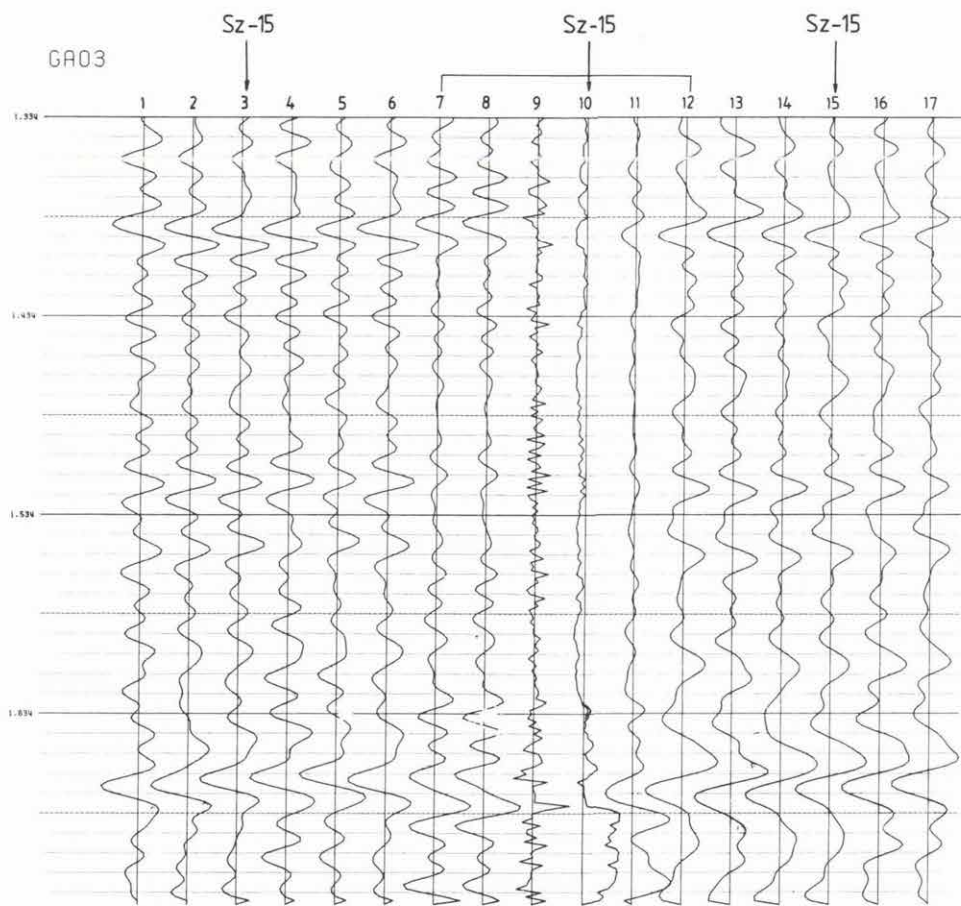
A Ga-3 szelvényt a 60. ábrán mutatjuk be. Ezen volt lehetőségünk a pillanatnyi fázisszelvénynek az amplitúdótól független értelmezést adni. A vonal bemutatott szakaszára eső három mélyfúrásból az Sz-15-ben a GKV VSP-mérést végzett 710 m és 1990 m között. A feldolgozott szeizmogram és a felszíni mérés migrált időszelvényének összehasonlításából, 7 ms-os időkorrekcióval, a legjellemzőbb jelalakok azonos helyzetbe kerültek. Így a VSP adta lehetőségek — litológiai azonosítás és rétegsebesség adatok — átvihetők voltak a szeizmikus szelvénybe. A tároló tetőhöz fázismaximum volt kapcsolható, ezáltal — az amplitúdómenettől függetlenül — a tároló tető követhető a szelvény mentén.

A mélyfúrási adatok és a szeizmikus időszelvény integrált értelmezését, a fúrási adatok korrelálását, valamint a mélységadatok pontosabb időbe való transzformálását az akusztikus karotázis szelvény kalibrálásával érhetjük el. Az Sz-15-ben 1940 m és 2145 m között akusztikus szelvényezést végzett a KV (Szolnok), 1500 m és 1940 m között pedig más mélyfúrási geofizikai szelvényekből, a KISS programrendszerrel, akusztikus szelvényt szintetizált. Az így előállított „akusztikus” szelvényt, t_0 időre transzformáltuk, majd kalibráltuk a szeizmikus szelvényhez, az előzőleg kalibrált VSP adatok felhasználásával. Ezáltal lehetőség nyílt a mért szeizmikus és akusztikus, valamint az ezekből előállított szűrt, ill. transzformált csatornák összehasonlítására (61. ábra). A jelek esetleges időbeli egyeztetésével további sebességfüggvény-finomítást érhetünk el. Az így kalibrált akusztikus sebességgörbét a 60. ábrán — az Sz-15 fúrás tengelyét 3500 m/s sebességértéknek véve — tüntettük fel.

A miocén gáztároló alsó szakasza (amely a szelvényben hirtelen sebességsökkenéssel és amplitúdómaximummal jellemezhető) a fúrási adatok szerint környezetéhez képest megnövekedett porozitású homokkő. Ezt az értelmezést a szeizmikus jellemzők alapján a fúrások közötti térrészbe extrapolálhatjuk: a hasonló amplitúdóanomáliák feltehetően jó porozitású gáztárolókat jelölnek ki.

A kutak közötti térrészek vizsgálata teljesebbé tehető a pszeudosebesség szelvények előállításával. Erre mutatjuk be példaként a Ga-4 vonal egyik szakaszát, amely a Ga-3 vonallal csaknem párhuzamosan, attól D-re kb. 600–800 m-re található. A 62. ábrán a pillanatnyi amplitúdó és pillanatnyi fázis együttes szelvényét, a 63. ábrán a rekurzív inverzióval készült relatív, a 64. ábrán pedig az abszolút pszeudosebesség szelvényváltozatot szemléltetjük. Mindegyik változaton feltüntettük az akusztikus mérésből származó, illesztett sebességgörbéket is. Az abszolút pszeudosebesség szelvény (64. ábra) tartalmazza a VSP adatokból és a szeizmikus sebességvizsgálatokból származó intervallumsebesség értékeket, azaz a „vastagréteg-modellt”.

A fúrások között egy jelentős kiterjedésű kiemelkedés mutatkozik. A pillanatnyi amplitúdó szelvényen (62. ábra) e kiemelkedést tagoló vetők amplitúdócsökkenéssel jelentkeznek. A kiemelt prekambriumi aljzat sebességanomáliái esetleges belső breccsásodott zónákkal vannak kapcsolatban. A fedő összletben az 1,4–1,5 s időtartományban az alsó-pannóniai kis sebességű agyagok, agyagmárgák közötti homokkő- és aleurittek pozitív sebesség anomáliákkal azonosíthatók. Az Sz-45 és Sz-31 fúrás között két 10–17 m vastagságú homokkő-aleurit réteg korrelálható. Felismerhető, hogy ezek nem összefüggő rétegek, hanem elkülönült homokkőtestek, amelyek némelyike gáztároló is lehet.



61. ábra. Az Sz-15 mélyfúrás környezetének szeizmikus-akusztikus analízise

1–5 — a fúrás környezetének migrált szeizmikus csatornái; 6 — 1–5 átlaga; 7 — szintetikus szeizmogram; 8 — szűrt szintetikus csatorna; 9 — impulzuscsatorna; 10 — akusztikus sebességcsatorna; 11 — szeizmikus jellel konvolált sebességcsatorna; 12 — szeizmikus pszeudosebesség csatorna (13–17 átlaga); 13–17 — 1–5 migrált szeizmikus csatornák pszeudosebesség transzformáltjai

Fig. 61. Seismic-acoustic analysis of the surroundings of well Sz-15

1–5—migrated seismic traces of the surroundings of the well; 6—average of 1–5; 7—synthetic seismogram; 8—filtered synthetic seismogram; 9—impulse seismogram; 10—acoustic velocity trace; 11—velocity trace convolved with a seismic wavelet; 12—seismic pseudo velocity trace (average of 13–17); 13–17—pseudo velocity transforms of migrated seismic traces 1–5

Рис. 61. Сейсмо-акустический анализ окрестностей скважины Sz-15:

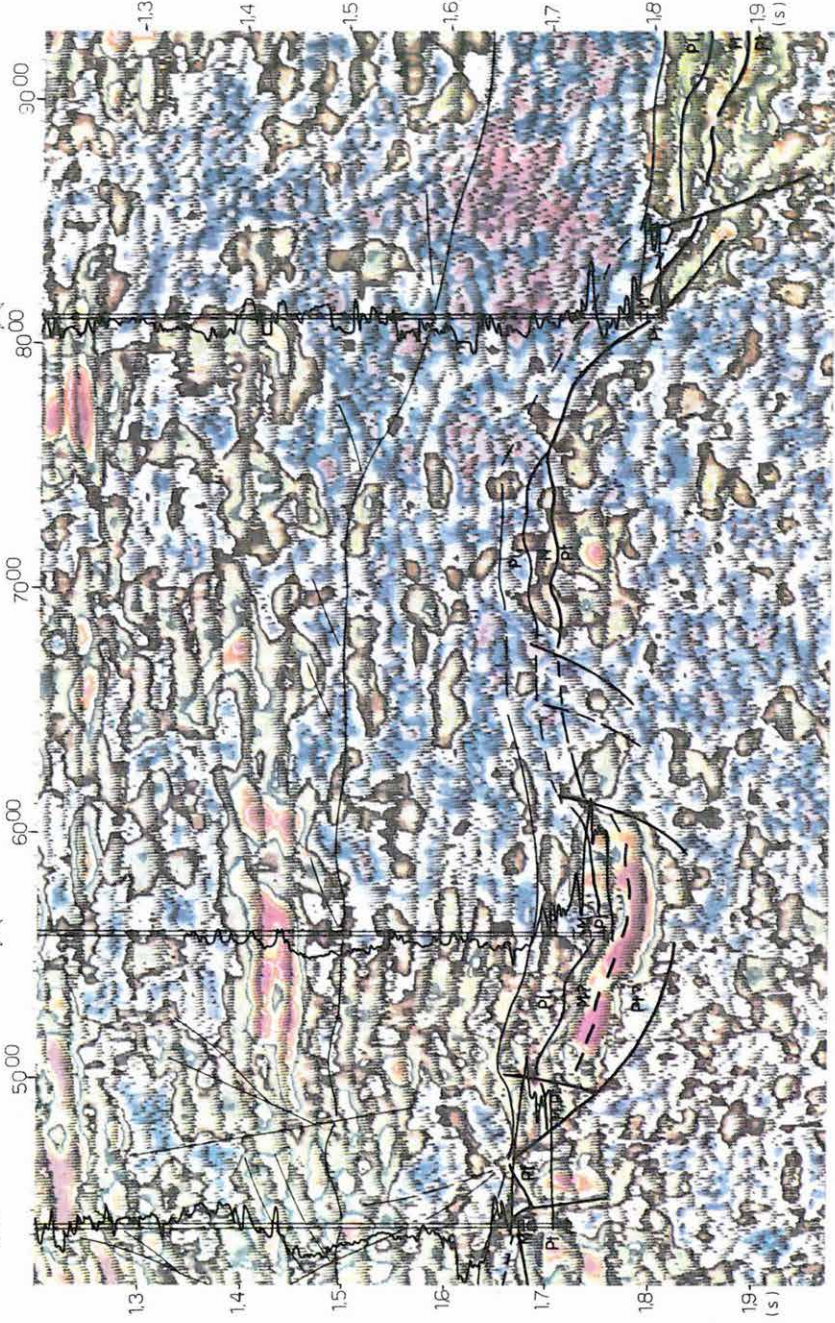
1–5 — мигрированные сейсмические каналы в окрестностях скважины; 6 — среднее по 1–5; 7 — синтетическая сейсмограмма; 8 — отфильтрованный синтетический канал; 9 — импульсный канал; 10 — канал акустических скоростей; 11 — канал скоростей, конволированных сейсмическим сигналом; 12 — каналы сейсмических псевдоскоростей (среднее по 13–17); 13–17 — трансформанты псевдоскоростей мигрированных сейсмических каналов 1–5

Ga-4/86

Sz-20

Sz-45

Sz-31



62. ábra. Egyesített, migrált pillanatnyi amplitúdó és pillanatnyi fázis szelvény (Ga-4/86 részlete). Jelölések mint az 59. ábrán

Fig. 62. Combined migrated time section of instantaneous amplitude and instantaneous phase (part of Ga-4/86). Notations as in Fig. 59

Рис. 62. Временной разрез объединенных мгновенных амплитуд и мгновенных фаз (фрагмент GA-4/86) с миграцией. Условные обозначения как на рис. 59.

Ga-4/86

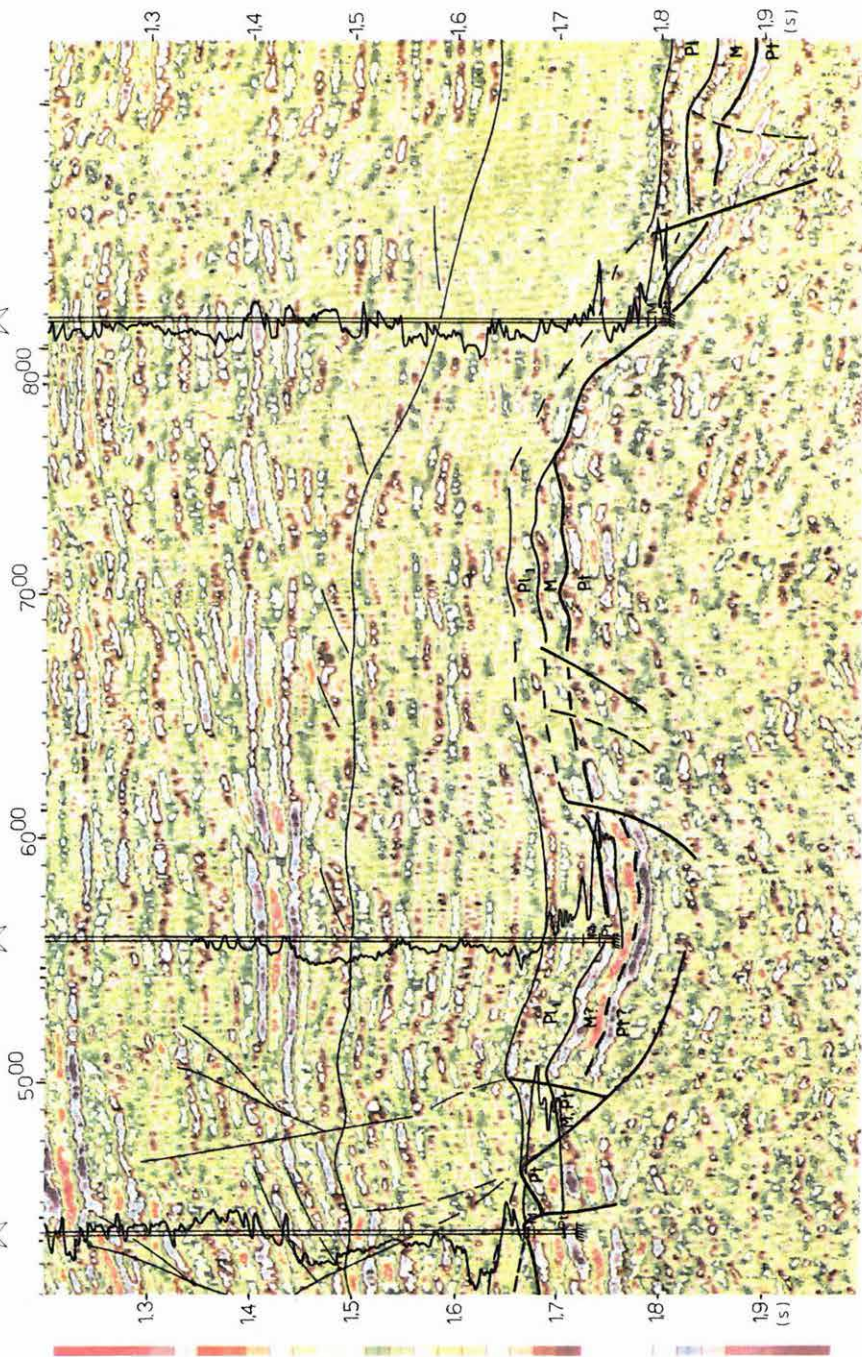
Sz-20



Sz-45



Sz-31



63. ábra. Relatív pszeudosebesség szelvény (Ga-4/86 részlete). Jelölések mint az 59. ábrán

Fig. 63. Relative pseudo velocity section (part of Ga-4/86). Notations as in Fig. 59

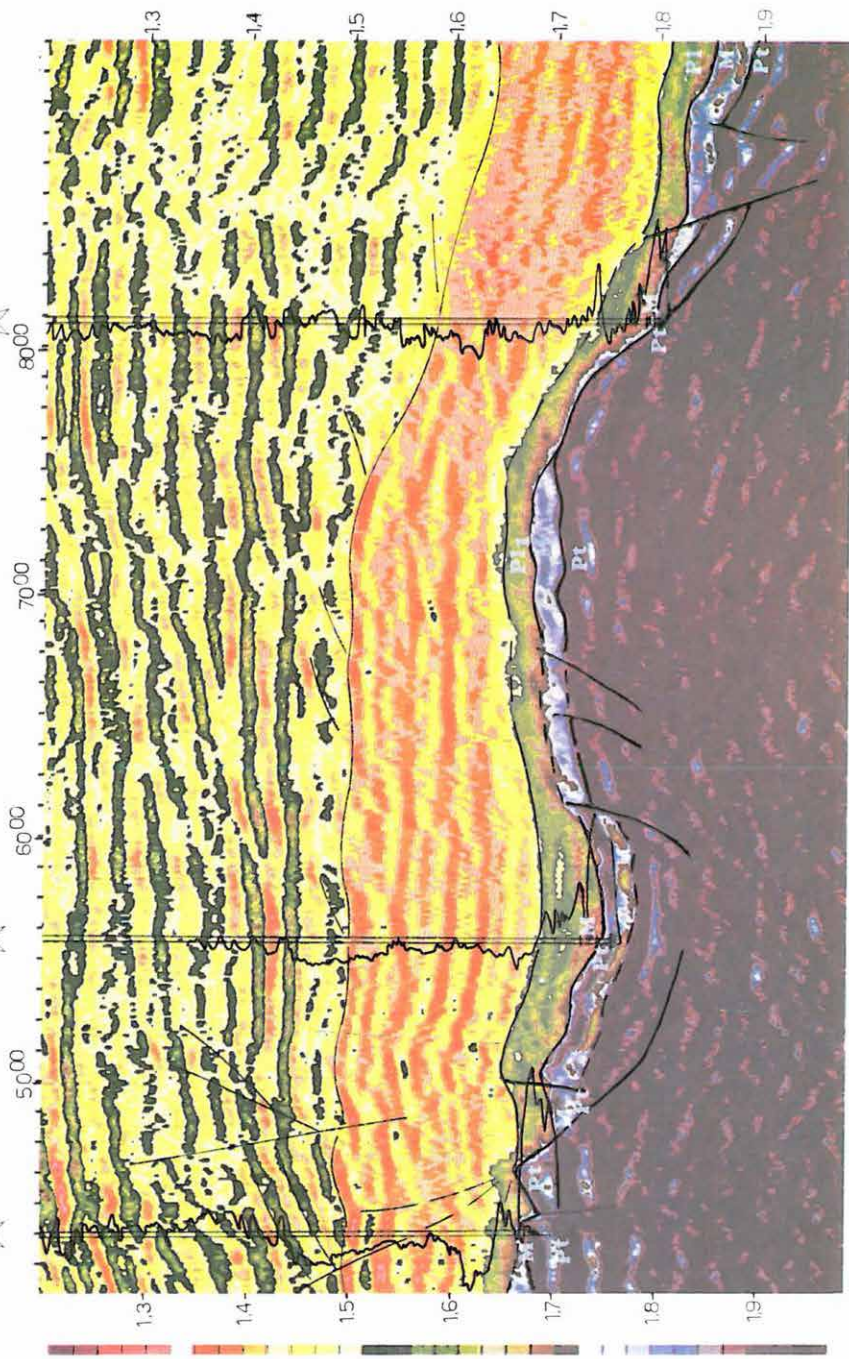
Рис. 63. Разрез относительных псевдоскоростей (фрагмент Ga-4/86). Условные обозначения как на рис. 59.

Ga-4/86

Sz-20

Sz-45

Sz-3



64. ábra. Abszolút pszeudosebesség szelvény (Ga-4/86 részlete). Jelölések mint az 59. ábrán

Fig. 64. Absolute pseudo velocity section (part of Ga-4/86). Notations as in Fig. 59

Рис. 64. Разрез абсолютных псевдоскоростей (фрагмент Ga-4/86). Условные обозначения как на рис. 59.

A bemutatott anyag egy megkezdett munka első fázisát képviseli. Mind a módszertani kutatás, mind a földtani értelmezés területén még igen sok tennivalónk van.

2.1.3 Kompakciós vizsgálatok*

Több hasznosítható ásványi nyersanyag, de mindenekelőtt a szénhidrogének képződésének és felhalmozódásának legfontosabb területei a nagy vastagságú üledékes képződményekkel kitöltött medencék. A medencekutatás korszerű módszereit alkalmazó medenceanalízis célja, hogy geológiai, geofizikai és geokémiai adatok együttes elemzésével a medencét és az üledékösszlet mai belső szerkezetét létrehozó folyamatokat időben és térben rekonstruálja. A medenceanalízis során kitüntetett szerepük van a reflexiós szeizmikus adatoknak, mert a medence szerkezeti jellemzőit és makrosztratigráfiai viszonyait döntő mértékben szeizmikus szelvények értelmezésével ismerhetjük meg. Megvan annak az elvi lehetősége is, hogy szeizmikus adatok alapján felvilágosítást kapjunk olyan alapvető további paraméterekről, mint a porozitás, rétegnyomás és az ezek által meghatározott folyadékáramlás. Meghatározható ezen adatoknak a paleoadatrendszere is.

1986-ban az ELTE TTK Geofizikai Tanszékének kutatócsoportja tanulmányt készített, amely magában foglalja:

- a témához kapcsolódó alapfogalmak és összefüggések ismertetését,
- az üledékek kompakciójának általános elméletét,
- a porozitás- és nyomásszelvények előállításának elméletét,
- a rétegsor egydimenziós dekompakciójának közelítő algoritmusát.

A feladatok megoldásához kidolgozandó eljárások blokkvázlatát a 65. ábra mutatja. A vázlat egy szeizmikus feldolgozási rendszerbe illeszthető műveletsorozatot tartalmaz. A szeizmikus $t_0(x)$ összegszelvényből indulunk ki, amelyből előállítjuk az akusztikus impedanciát ábrázoló pszeudoakusztikus (PAK) szelvényt. A P -hullám sebességértékeket a közeg sűrűségeloszlásának ismeretében számolhatjuk. Az algoritmus lényeges része, hogy a PAK csatornák számításakor mellékfeltételként figyelembe vesszük a sebességanalízis eredményeit. A pórufolyadékban és a kőzetváz anyagában ismertnek tételezve fel a longitudinális hullám terjedési sebességét, a PAK szelvényből előállíthatjuk a porozitás szelvényt. A porozitás-mélység függvényből pedig kiszámítható a pórnyomás mélységtől való függése. A porozitás szelvény egyúttal bemenet lehet az egy-, illetve kétdimenziós dekompakció számára.

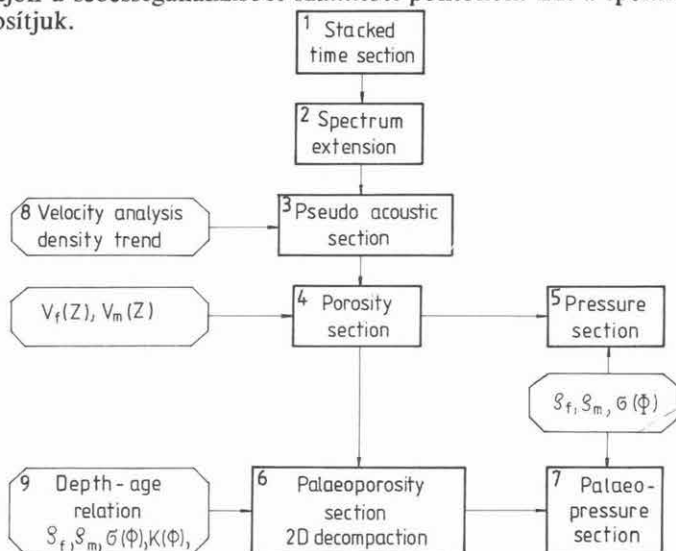
1987-ben együttműködési szerződés keretében részletesen kidolgoztuk a PAK, a porozitás és a nyomás szelvények előállításának algoritmusait és megvalósítottuk számítógépes programjait. Kidolgoztunk egy egyszerűsített egydimenziós dekompakciós eljárást is, és beillesztettük az SzCSz-3 feldolgozó programrendszerbe. A PAK szelvények számításának alapfelfogása szerint a $t_0(x)$ szeizmikus időszelvény amplitúdó adatait — megfelelő előfeldolgozás után — a $\{c_i\}$ reflexiós együtthatók becslésének fogadjuk el. Az előfeldolgozás fontos lépése, hogy a szeizmikus csatorna, s így a visszaállított akusztikus impedancia ne legyen sávkorlátozott. Ezt a csatorna spektrumának autoregresszív kiterjesztésével érhetjük el [VERMES M. 1986: Akusztikus impedancia becslése szeizmikus csatornák spektrumának extrapolációjával. Magyar Geofizika, 27, 3–4, pp. 92–123]. Az extrapolációnál a szeizmikus csatorna kiválasztott szakaszának frekvenciatartománybeli sáv szélességét megnöveljük. Eközben arra törekszünk, hogy a kiterjesztéssel minél kevesebb idegen információt vigyünk-be az

* Horváth F., Vermes M. (ELTE), Petrovics I., Sipos J., Timár Z. (ELGI)

adatrendszerbe. A kiterjesztést az eredeti spektrum jellegének fenntartásával hajtjuk végre. Az így kapott $\{c_j\}$ reflexiók együtthatósorozatából a

$$\lg(\xi_k/\xi_1) = 2 \sum_{j=1}^k c_j$$

összefüggés alapján kapjuk az akusztikus impedanciát, ahol: $\xi_k = \rho_k V_k$ a k -adik réteg akusztikus impedanciája (ρ_k a sűrűség, V_k a sebesség). Az impedanciagörbe át kell, hogy haladjon a sebességanalízisből számított pontokon. Ezt a spektrumkiterjesztés során biztosítjuk.



65. ábra. Mai és egykori porozitás- és nyomásszelvények szeizmikus szelvényekből való előállításának blokkvázlata

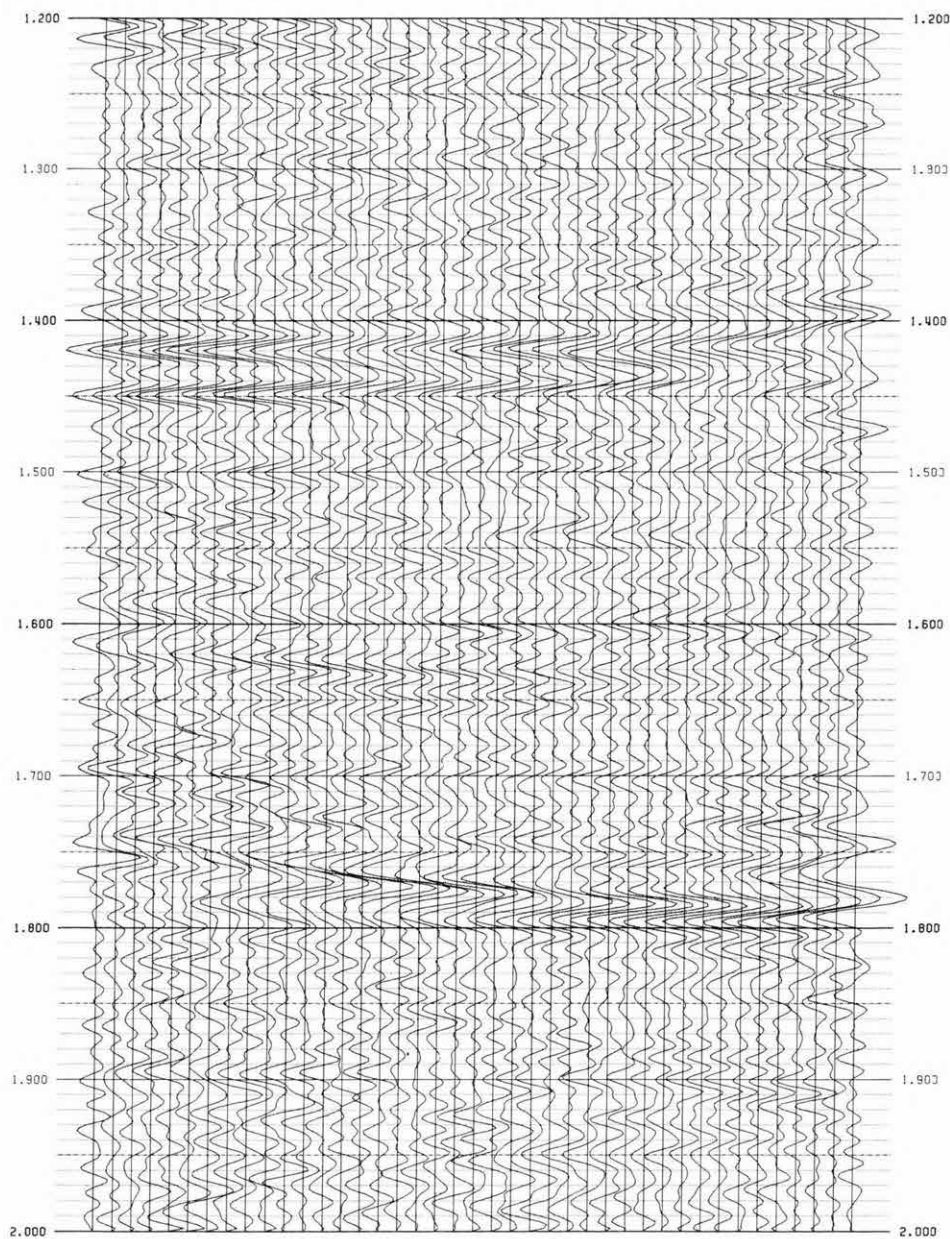
1 — $t_0(x)$ összszelvény; 2 — spektrum kiterjesztése; 3 — pszeudoakusztikus szelvény; 4 — porozitás szelvény; 5 — nyomás szelvény; 6 — paleoporozitás szelvény, 2D dekompakció; 7 — paleonyomás szelvény; 8 — sebességanalízis eredménye, sűrűségrend; 9 — mélység-kor függvény; $V_f(z)$ — folyadék sebesség-mélység függvény; $V_m(z)$ — közetmátrix sebesség-mélység függvény; ρ_f — a folyadéksűrűsége; ρ_m — a közetmátrix sűrűsége; $\sigma(\Phi)$ — effektív feszültség-porozitás függvény; $K(\Phi)$ — permeabilitás-porozitás függvény

Fig. 65. Block diagram of the software system of creating present and palaeo porosity and pressure sections from seismic time sections

$V_f(z)$ —velocity-depth function for pore fluid; $V_m(z)$ —velocity-depth function for rock matrix; ρ_f —fluid density; ρ_m —rock matrix density; $\sigma(\Phi)$ —effective stress-porosity function; $K(\Phi)$ —permeability-porosity function

Рис. 65. Блок-схема создания современных и древних пористости и давления по сейсмическим разрезам

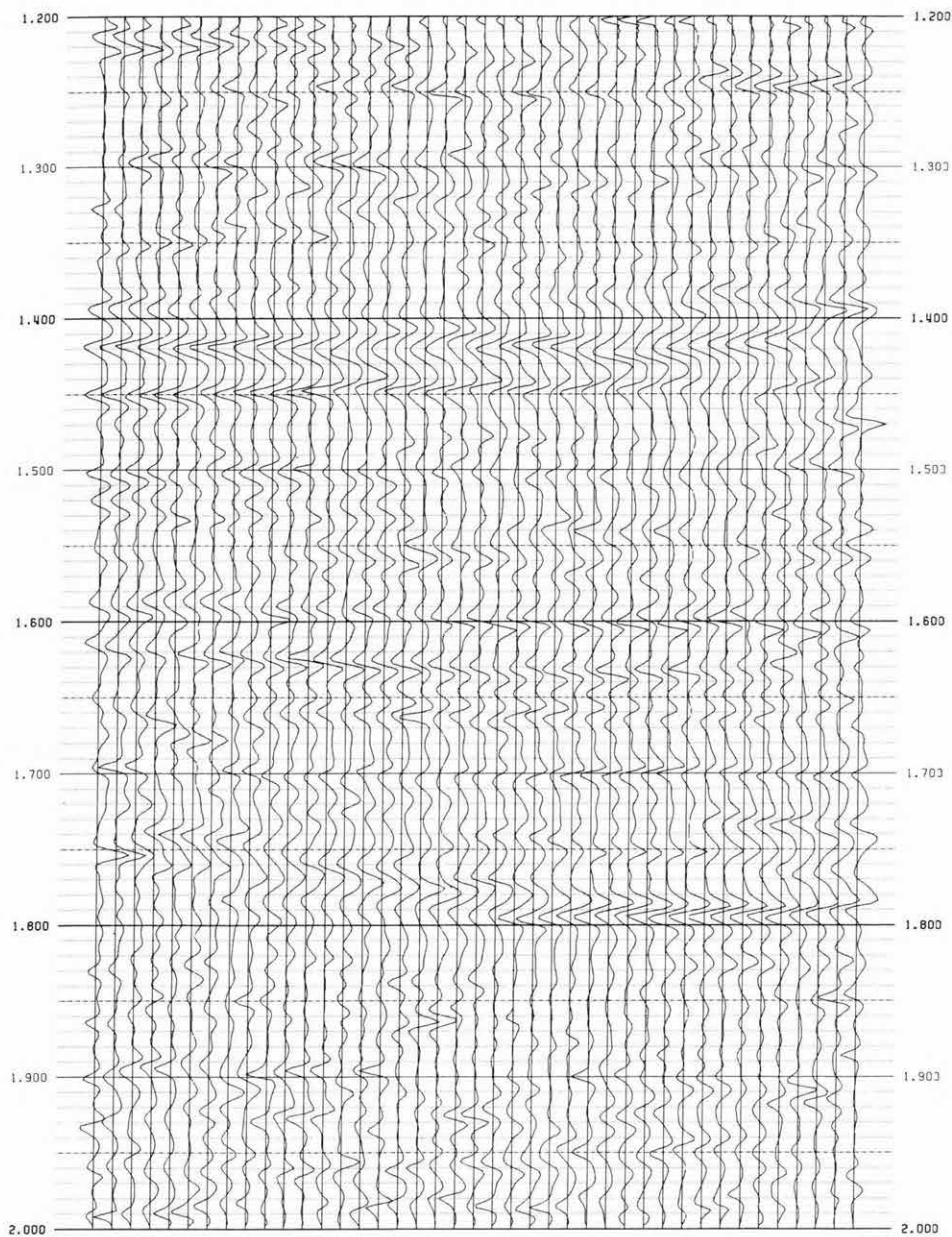
1 — профиль суммы $t_{0(x)}$; 2 — расширение спектра; 3 — псевдоакустический профиль; 4 — профиль пористости; 5 — профиль давления; 6 — профиль палеопористости, двумерная декомпрессия; 7 — профиль палеодавления; 8 — результаты анализа скоростей, тренд плотностей; 9 — зависимость глубина-возраст; $V_{f(z)}$ — зависимость глубина-скорость для жидкости; $V_{m(z)}$ — зависимость глубина-скорость для породного каркаса; ρ_f — плотность жидкости; ρ_m — плотность породного каркаса; $\sigma(\Phi)$ — зависимость эффективное напряжение-пористость; $K(\Phi)$ — зависимость проницаемость-пористость



66. ábra. Időszelvény részlet

Fig. 66. Part of a time section

Рис. 66. Фрагмент временного разреза



67. ábra. Spektrumkiterjesztés utáni időszelvény részlet

Fig. 67. Part of a time section after spectrum extension

Рис. 67. Фрагмент временного разреза после расширения спектра

LEGENDA

2000

2100

2200

2300

2400

2500

2600

2700

2800

2900

3000

3100

3200

3300

3400

3500

3600

3700

3800

3900

4000

4100

4200

4300

4400

4500

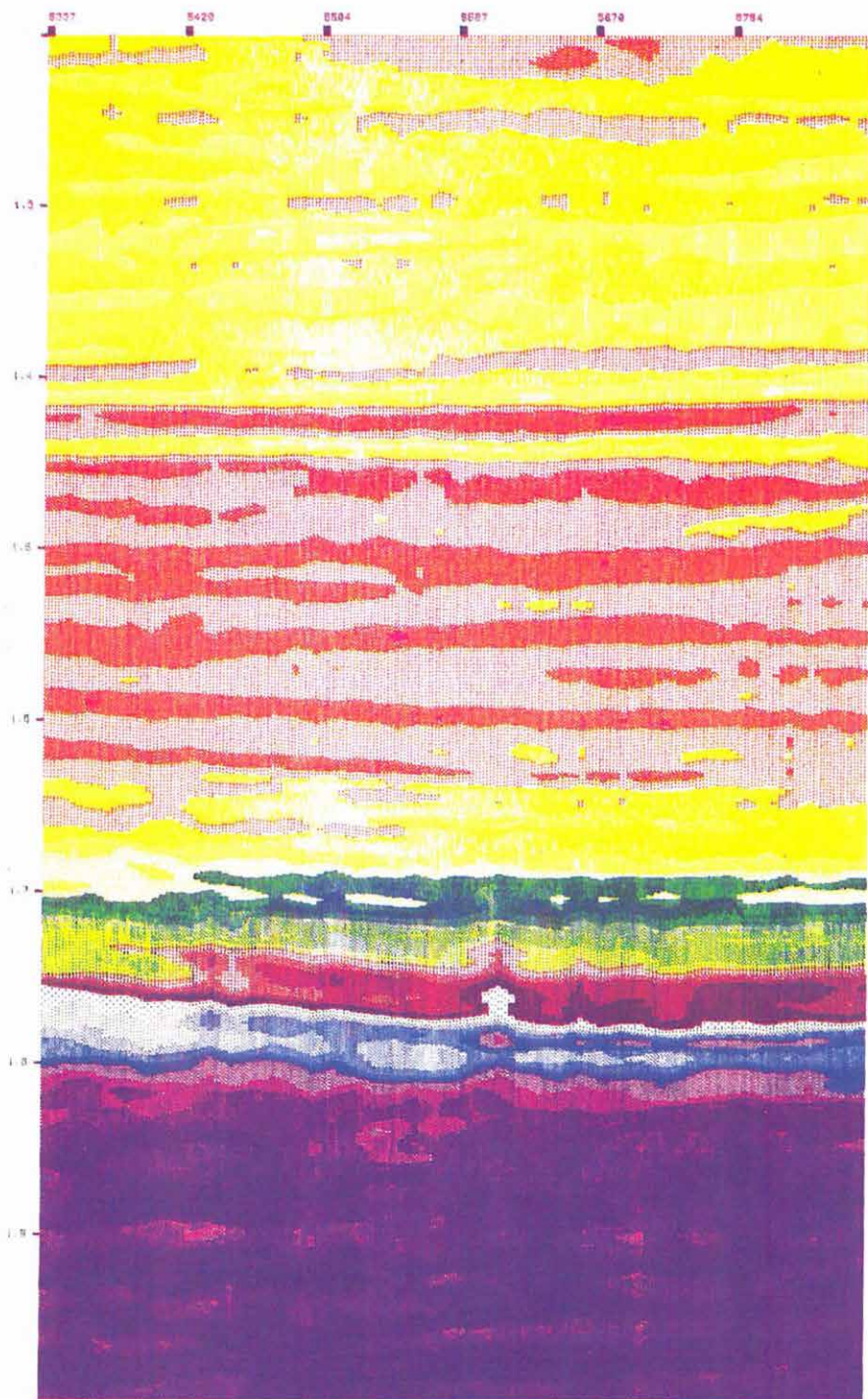
4600

4700

4800

4900

5000

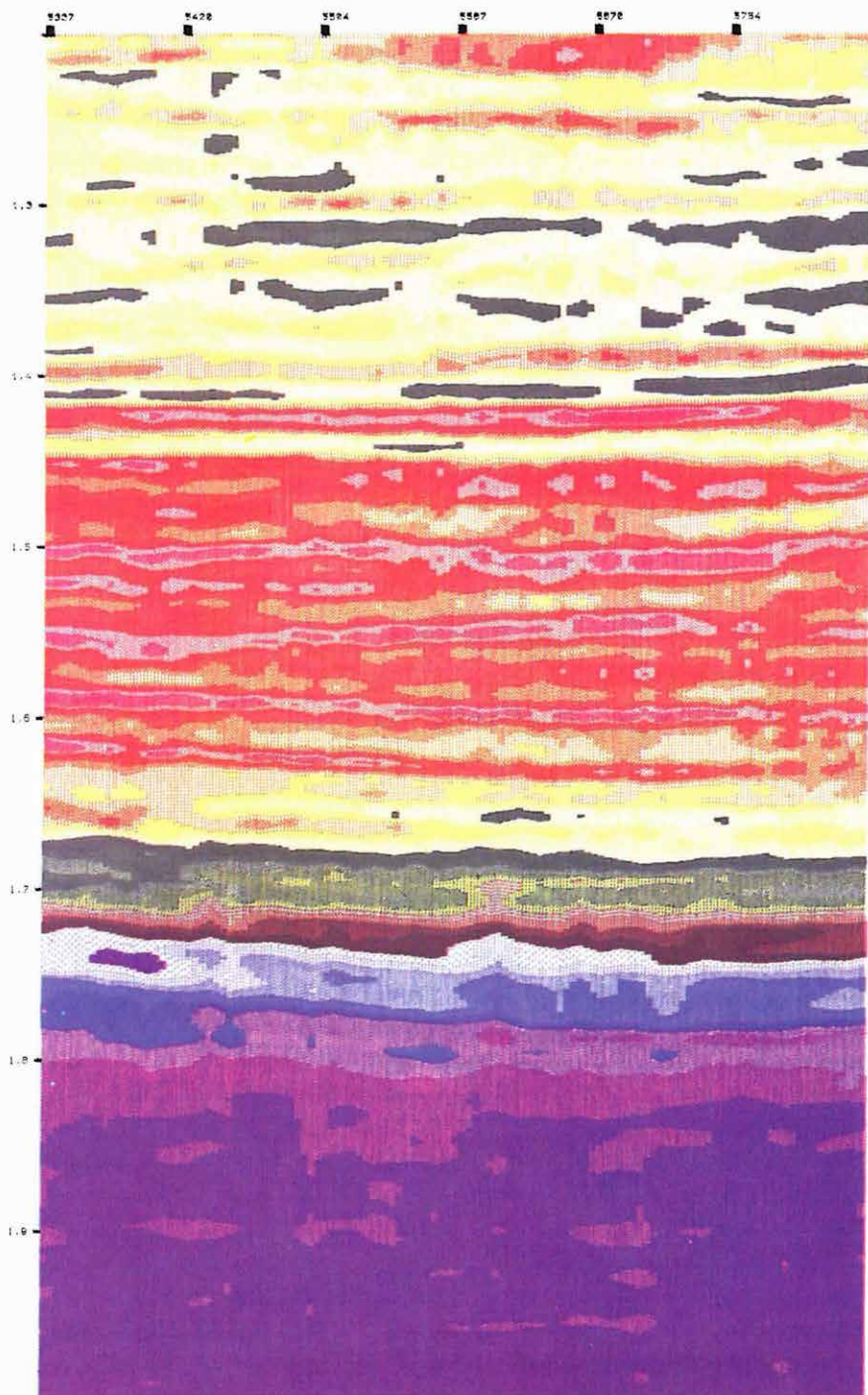
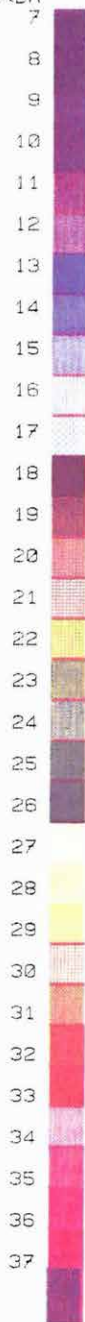


68. *ábra.* Abszolút pszeudoakusztikus karotázs szelvény részlet. Az ábra bal oldalán a színskála látható a sebességértékekkel (egység: m/s]

Fig. 68. Part of an absolute pseudo acoustic section. The colour scale with the velocity values can be seen on the left-hand side of the figure [unit: m/s)

Рис. 68. Фрагмент разреза абсолютного псевдоакустического каротажа; в левой части видна шкала цветов со значениями скоростей в м/с

LEGENDA



69. ábra. Porozitás szelvény részlet. Az ábra bal oldalán a színskála látható a porozitás értékekkel (egység: százalék)

Fig. 69. Part of a porosity section. The colour scale with the porosity values can be seen on the left-hand side of the figure (unit: per cent)

Рис. 69. Фрагмент профиля пористости; в левой части видна шкала цветов со значениями пористости в %

A porozitást a karotázs értelmezésben használt

$$\frac{1}{V} = \frac{\Phi}{V_f} + \frac{1-\Phi}{V_m}$$

Wyllie-féle összefüggéssel határozzuk meg. A V hullámterjedési sebességet a PAK szelvényből vesszük. V_f és V_m a pórufolyadék, illetve a kőzetmátrix anyagában terjedő longitudinális hullám sebessége, Φ a keresett porozitás. A nyomás meghatározásakor az üledékek statikus egyensúlyát leíró Terzaghi-féle egyenletből indulunk ki:

$$p(z) = S(z) + \sigma(z)$$

ahol $p(z)$ a pórufolyadékok nyomása a mélység függvényében, $S(z)$ a rétegterhelés (a z magasságú kőzetoszlop teljes nyomása), $\sigma(z)$ a kőzetvázban ébredő effektív feszültség. Ez az egyenlet végül egy differenciálegyenlet megoldásához vezet.

A következőkben a megvalósított programrendszer működését gyakorlati példákon mutatjuk be. A 66. ábrán látható egy időszelvény részlet. Ez képezi eljárásaink kiinduló adatrendszerét. A 67. ábrán mutatjuk be a kiterjesztett spektrumú csatornák sorozatát. Nyolc sebességértéket adtunk meg a kiterjesztés pontosságának javításához. A 68. ábra a PAK szelvényt ábrázolja. A színezés a sebességértékek alapján történt. A sebességértékeket konstans sűrűség feltételezésével számítottuk. A sebességre kalibrált színiskálát az ábra bal oldalán láthatjuk. A 69. ábra a számított porozitás szelvényt mutatja. A számításhoz az idézett Wyllie-féle összefüggést használtuk. A színiskálát a százalékos porozitás értékekre kalibráltuk.

További feladataink: a 65. ábrán látható blokkvázlat még nem kidolgozott elemeinek megvalósítása, éspedig a paleoporozitás és a paleonyomás meghatározása a Terzaghi-egyenlet alapján. Természetesen az eddig kidolgozott eljárásokat is, de főleg az újabb eljárásokkal együtt, sok szeizmikus szelvényen, egy egész területen ki kell próbálni, megismerni a különböző paraméterek hatását, a rendszer érzékenységét ezekre.

2.1.4 Interaktív geofizikai munkahely kifejlesztése*

Az ELGI-ben folyó fejlesztési program célja egy grafikus munkaállomás létrehozása a szeizmikus értelmezés elősegítésére. A fejlesztés szovjet kooperációban egyidejűleg halad gépi (hardver) és programrendszer (szoftver) vonalon.

A fejlesztés jelen stádiumában a munkaállomás (IAGM-I) a következő részegységekből áll:

- Z80 központi processzor,
- 2 Mbyte operatív memória,
- 2 db 86 Mbyte-os Winchester lemeztároló; az egyikben 30 db 2 Mbyte adatmennyiségű 2D időszelvény tárolható, míg a másikon maximum $256 \times 256 \times 512$ adatból álló 3D anyag,
- 2 db színes monitor, felbontásuk: 850×512 képpont. Az egyikben különböző képmánipulációkat lehet végezni, a másikra összehasonlítás végett képet lehet átmásolni,
- fekete/fehér monitor; operátor konzol,
- GITA-11 digitalizáló egység manuális szintbejelölésre és menüvezérlésre; részei: a grafikus tábla, a leolvasó tekercs és a kezelőpult,
- klaviatúra menüvezérlésre.

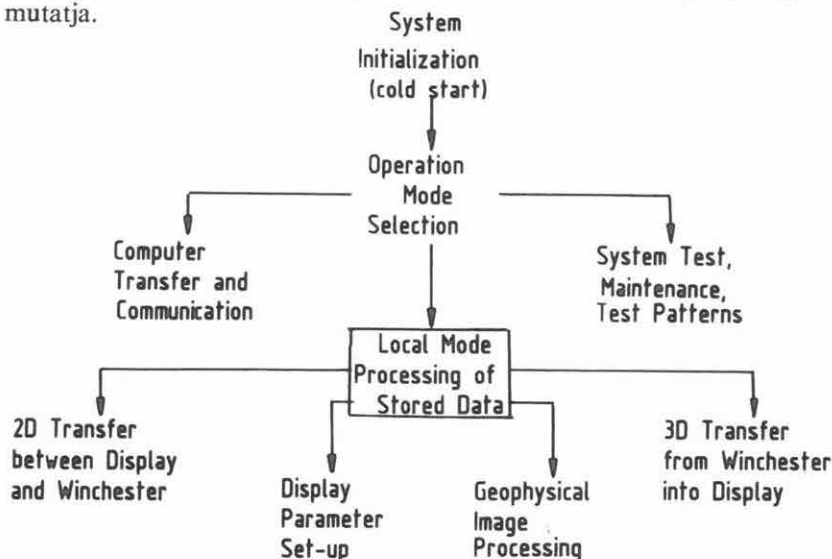
A rendszerhez kapcsolt R-11 számítógéppel kétirányú szeizmikus adat-, ill. grafikus információátadásra van mód. A munkahely önálló, az R-11-től független működését egy, a munkahellyel együtt szállítható IBM-PC/AT számítógép és a hozzá kapcsolt mágnesszalagos egység biztosítja. Az IBM-PC/AT és a munkahely között szeizmikus adat- és paraméter oda- és visszaadásra van mód.

A szeizmikus képmegjelenítés úgy történik, hogy az egyes képpontokban az adott mintavétel amplitúdójához rendelt színértéket látjuk, és egy függőleges pontsor egy szeizmikus csatornának felel meg. A színválaszték 4096 színből áll, ebből egyszerre maximálisan 64 szín látható. A 70. ábrán lévő nagyegyházi szeizmikus szelvény megjelenítése a leírt módon, 16 osztású színskálával történt. A negatív maximális amplitúdók egy adott tartománya a színskála felső színével – jelen esetben fehér színnel – jelenik meg, amely az adott skálázás mellett, erős reflexiók esetén gyakorlatilag a fél fázis összes mintavételét magába foglalja. A pozitív maximális amplitúdók tartományában ugyanez a helyzet a skála legalsó színével, a bordó színnel. Így a színezés egy csatornán belüli fokozatossága csak a gyengébb reflexióknál látható.

A programrendszer menü felépítésű. A fekete/fehér monitorról készült fényképen (71. ábra) látható a feldolgozó menürendszereket tartalmazó főmenü; ezek mindegyike további almenüket tartalmaz. A főmenü csúcsán a rendszert inicializáló menürendszer van. Alatta egy szelekciót biztosító menü látható, ahonnan 3 különböző irányba lehet továbbhaladni. A „Computer Transfer and Communication” menüág a rendszerhez kapcsolt IBM-PC/AT vagy R-11 számítógéppel az oda-vissza ádatást teszi lehetővé, a „System Test, Maintenance, Test Patterns” menüág a rendszer tesztelésére szolgál, a „Local Mode Processing of Stored Data” menüág pedig a Winchester mágneslemezen tárolt szeizmikus anyagokon végezhető műveleteket foglalja magába. Ezen belül választható a „2D Transfer between Display and Winchester” menü, amellyel 2D anyagot lehet beolvasni a képernyőre és elmenteni a mágneslemezre. A „3D Transfer from Winchester into Display” menüág a 3D anyag felhozatalát végzi a mágneslemezről a képernyőre. A „Display Parameter Set-up” menüágon a

* Horváth F., Kaszás M., Kiss J., D. Lőrincz K., Rác Z., Széphelyi E., Zsadányi É.

vizsgált kép paramétereit lehet beállítani, ill. változtatni (színek, dinamikatartomány, skálaválasztás, ablakozás a képernyőnél nagyobb méretű szelvényben képernyő méretű ablakkal), a „Geophysical Image Processing” a geofizikai képfeldolgozás menü-ága, amely különböző képmanipulációs eljárásokat, jelölési, feliratozási lehetőségeket tartalmaz. Ennek almenüit a fekete/fehér monitorról készült fénykép alapján a 72. ábra mutatja.



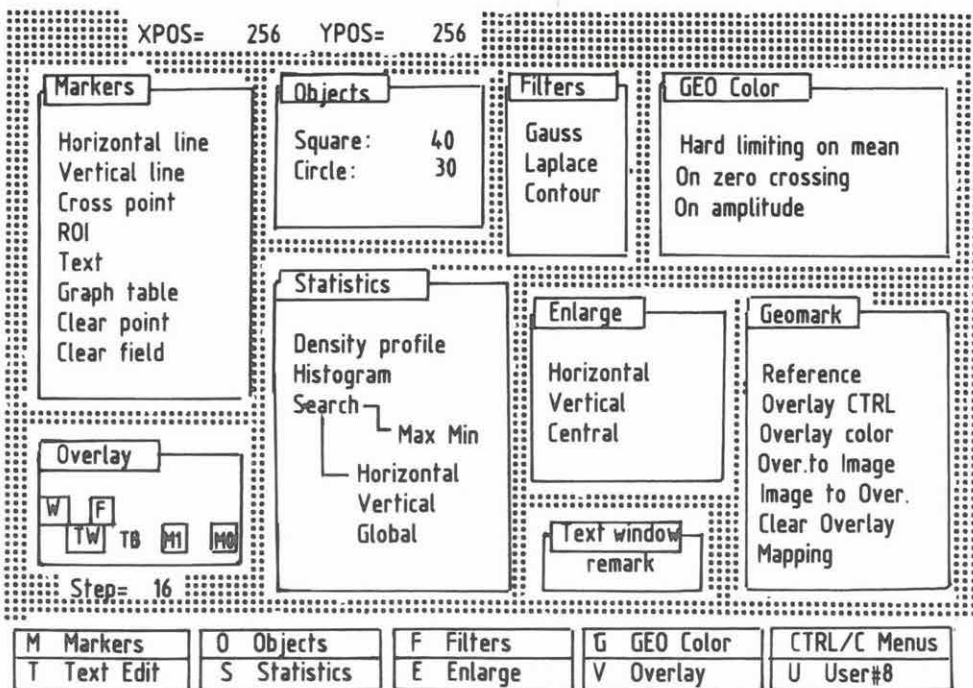
R Reset	O Op. Mode	C Computer	S Service	L Local Mode
2 2D Transfer	3 3D Transfer	D Display	G GEO Proc.	E Exit

71. ábra. Az interaktív munkahely főmenüje az egyes feldolgozási fázisokat végző menürendszerrel

Fig. 71. Main menu of the interactive workstation with the menus performing the processing

Рис. 71. Главное меню интерактивной станции с системами основных меню по отдельно взятым фазам обработки

A geofizikai képfeldolgozás funkciói a következők: a „Markers” blokkból vízszintes vonal, függőleges vonal, pontként megjelenő kurzor hívható. A kurzor aktuális pozícióját a képernyő tetején látjuk számokkal kijelezve. A ROI eljárással pontként vízszintesen és függőlegesen lehet rajzolni a képernyőre. (Ha botkormányt csatlakoztatunk a rendszerhez, akkor a ROI alkalmazásával bármilyen irányban lehet rajzolni.) A „Text” funkcióval szöveget lehet felírni a képernyőre. A szöveg 8 alfanumerikus karakterből állhat, s a „Text window” blokkban jelenik meg begépeléskor. A „Graph table” paranccsal a digitalizáló egység aktivizálódik, ahol a leolvasó tekercs grafikus táblán történő mozgatásával manuálisan lehet rajzolni a képernyőre (szintvonal követés, vető berajzolás, karotázs szelvények felvitele).

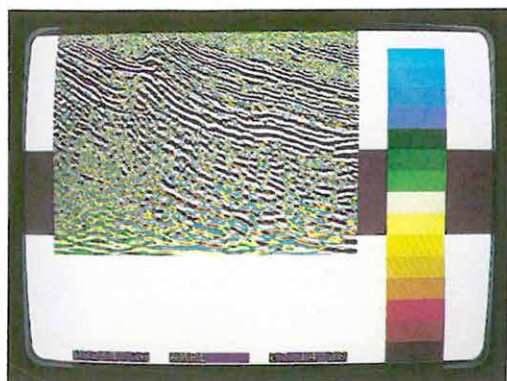


72. ábra. A főmenü geofizikai képfeldolgozás ágának almenüi

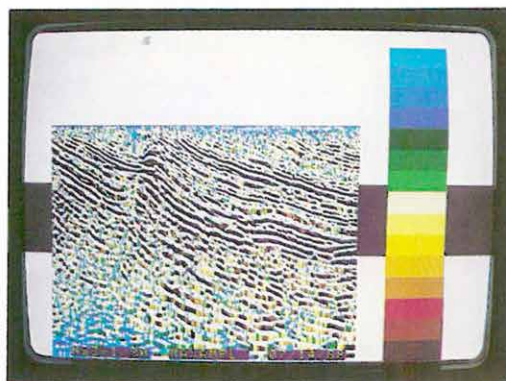
Fig. 72. Sub-menus of the geophysical image processing branch of the main menu

Рис. 72. Подменю ветви обработки геофизических изображений главного меню

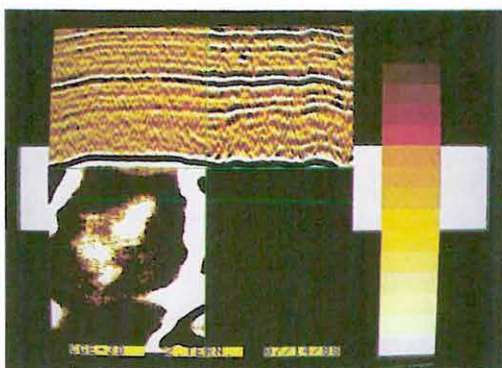
A „Clear point” és „Clear field” funkciókkal a felrajzolt grafikus információ (szöveg, vonalak) törölhető, alkalmat adva a javításra. Az „Object” blokkban változtatható méretű és helyzetű kör és négyzet kijelölése végezhető el, amelyekre a később említendő funkciónál van szükség. A számok az oldalhosszat, ill. a sugarat jelentik képpontban megadva. A „Filters” blokk hívásával 3-féle szűrésből lehet választani. A „Gauss” és „Laplace” átlagoló szűrés, a „Contour” élszűrés. A „GEO Color” blokk parancsaival az amplitúdó szerint színezett szelvényt más paraméterek szerinti színezéssel is meg lehet jeleníteni. A blokk első funkcióját választva előjel szerint színezett képet kapunk, a másodikat választva frekvencia, míg a harmadik maximális amplitúdó szerint színezett képet eredményez (73. ábra). A maximális amplitúdó szerinti színezés abban különbözik a szeizmikus kép eredeti megjelenítési módjától (70. ábra), hogy az adott félfázis (pozitív, ill. negatív fázis) az abban a félfázisban fellépő maximális amplitúdó színével szerepel. Így a szeizmikus csatornának megfelelő függőleges pontsorozat szakaszossá válik, hiszen az egy félfázisba eső mintavételi helyek azonos színnel jelennek meg. Ez a színezési mód megkönnyíti a határ-



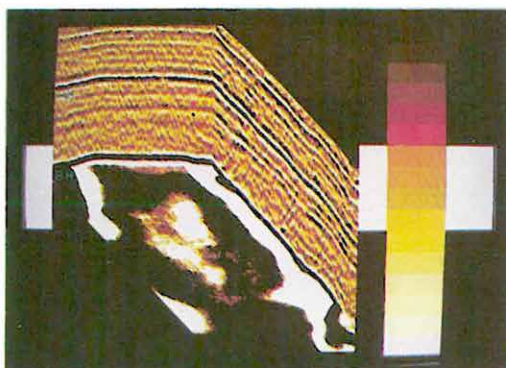
70



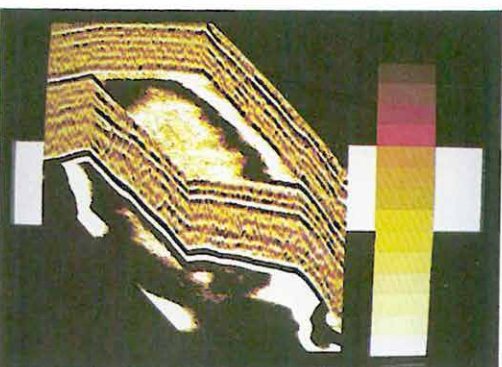
73



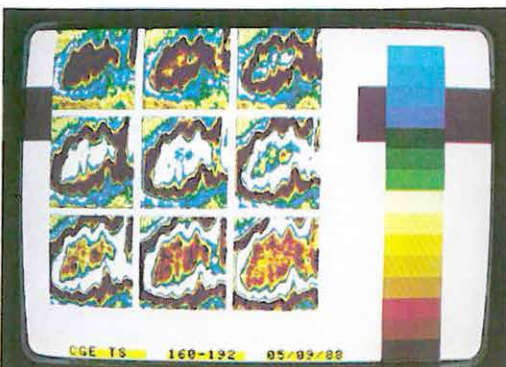
74



75



76



77

70. *ábra.* Szeizmikus időszelvény megjelenítés a munkahelyen — amplitúdó szerint színezett kép (NSZ-1/80 szelvény)

Fig. 70. Seismic time section displayed on the workstation coloured according to amplitude (section NSZ-1/80)

Рис. 70. Визуализация сейсмического временного разреза в поамплитудной раскраске (разрез NSZ-1/80)

73. *ábra.* A 70. ábrán bemutatott szelvény maximális amplitúdó szerinti színezéssel

Fig. 73. Time section of Fig. 70, coloured according to maximum amplitude

Рис. 73. Визуализация временного разреза на рис. 70 в раскраске по максимальным амплитудам

74. *ábra.* Három egymás mellé másolt sík (2 függőleges és 1 vízszintes) amplitúdó szerinti színezéssel megjelenítve (a szovjet CGE 3D szeizmikus anyaga)

Fig. 74. Open cube (three planes—2 vertical and 1 horizontal—placed next to each other) coloured according to amplitude (3D seismic material of the Soviet CGE)

Рис. 74. Визуализация трех плоскостей рядом друг с другом (двух вертикальных и одной горизонтальной) в поамплитудной раскраске (материал трехмерной сейсморазведки ЦГЭ СССР)

75. *ábra.* A 74. ábrán látható három sík axonometrikus ábrázolása, amplitúdó szerinti színezéssel. A két szint bejelölése automatikus szintkövetéssel történt

Fig. 75. Corner cube (axonometric view of the three planes of Fig. 74) coloured according to amplitude. The two horizons were marked by means of automatic picking

Рис. 75. Аксонометрическое изображение трех плоскостей рис. 74 в поамплитудной раскраске; два горизонта были намечены путем автоматического прослеживания горизонтов

76. *ábra.* Hat sík axonometrikus ábrázolása „szék” formában

Fig. 76. Chair (axonometric view of six planes)

Рис. 76. Аксонометрическое изображение шести плоскостей в виде «стула»

77. *ábra.* 4 ms-ként egymást követő időmetszetek a 75. ábrán *AH*-val jelölt határfelületről, Gauss-féle átlagoló szűrővel

Fig. 77. Time slices in a succession of 4 ms from the horizon marked by *AH* in Fig. 75, smoothed by Gaussian averaging filter

Рис. 77. Временные срезы граничной поверхности *AH* рис. 75 через 4 мс с гауссовской усредняющей фильтрацией

felületek mentén az amplitúdónagyság változásának nyomonkövetését. A különböző tulajdonságok szerint színezett képek létrehozása egyszerű képfeldolgozási algoritmusok szerint történik (nem Hilbert transzformáció!).

A „Statistics” blokk „Density profile” parancsával a „Markers” blokkból hívható függőleges vagy vízszintes vonal mentén ki lehet rajzoltatni a jelintenzitást. Ez függőleges vonal esetében az adott csatorna amplitúdóinak jelalakos megjelenítését eredményezi. A „Histogram” funkció az „Object” blokkban kijelölhető zárt görbékre, vagy a teljes szelvényre amplitúdóeloszlást számít, amelyet grafikusán jelenít meg, a középértéket és szórást számszerűleg is megadja. Ennek alapján lehet beállítani a megjelenítés paramétereit a szelvény megfelelő dinamikatarományára. A „Search” eljárással lehet elvégezni az automatikus szintbejelölést. Vízszintes vagy függőleges irányban végig lehet követni bármelyik fázist. Az „Enlarge” blokk funkcióival nagyítani lehet vízszintesen vagy függőlegesen vagy mindkét irányban. A nagyítás 2 hatványai szerint középpontosan történik, egymás után korlátlan számban ismételhetően, a képpontok között lineáris interpolációval.

A „Geomark” blokk segítségével lehet a grafikus információkat megjeleníteni és tárolni. A „Reference” parancssal a szelvény azonosító adatait lehet felvinni a képernyőre. Megjeleníthető a szelvény mágneslemezen tárolt fejléce, és egy számmal ellátott azonosító rács, ahol vízszintesen a csatornasorszámok, függőlegesen az időértékek szerepelnek. A grafikus információ megjelenítésére 6 bit áll rendelkezésre. Ebből 2 az ún. munkabit (W , F), ha tárolni akarjuk tartalmukat, akkor át kell másolni a TW , TB , $M1$, $M0$ jelzésű bitek valamelyikére, vagy ezek kombinációira. Az „Overlay CTRL” parancssal a felsorolt 6 bit bármelyike engedélyezhető vagy letiltható. (Letiltáskor a bit tartalma megmarad, csak nem látszik.) A 72. ábra bal sarkában lévő „Overlay” blokkban az engedélyezett bitek inverz kijelzéssel szerepelnek. Az „Overlay color” az egyes bitek vagy bitkombinációk színezésére használható. Mivel a bitkombinációk is önálló színnel rendelkeznek, összesen 15 különböző színű jelölést lehet megjeleníteni. Az „Over. to Image” a munkabitekből a fent említett 4 bitebe másol, az „Image to Over.” pedig ugyanezt visszafelé teszi lehetővé. A 4 bit tartalmát el lehet tárolni a Winchester mágneslemezen, 3D anyagnál a szintbejelölés automatikusan átjelölődik a keresztszelvényekre is. A „Clear Overlay”-vel az egyes bitek tartalma törölhető. A „Mapping” funkció térbeli anyagnál használható. Az időmetszeteken végzett bejelöléseket egy velük párhuzamos síkra vetíti, s azok egymástól eltérő színnel jelennek meg szintvonalas ábraként.

A térbeli adattömbben a főmenü „3D Transfer from Winchester into Display” jelzésű menüágának almenüi segítségével lehet tájékozódni. Bármelyik főirányú sík megjeleníthető önmagában vagy egymással kombináltan is. Az adattömbbe 4 különböző irányból nézhetünk be, s 3 sík összemácsolása esetén a 3 sík (2 függőleges és 1 vízszintes) egymás mellé kiterített formában (74. ábra) vagy axonometrikusan (75. ábra) ábrázolható.

A 75. ábrán az AH és BH -val jelzett két szintet automatikus szintkövetéssel jelöltük be. Lehetőség van arra is, hogy a képernyőn lévő szelvénnel párhuzamos szelvényeket egymás utáni gyors lapozással megjelenítsük. Ha 3 egymásra merőleges szelvény van a képernyőn (74., 75. ábra), akkor a két függőleges szelvény közül a bal oldali szelvénnel párhuzamosak hívhatók fel gyors egymásutánban a képernyőre. A 76. ábrán látható ún. „szék” képkombinációval egyszerre 6 síkot jeleníthetünk meg. Ekkor a 3 alapsíkon belül 3 tetszőleges sorszámú síkkal határolt téglatest látható. Emellett egymást követő időmetszeteket egymás mellett elhelyezve is lehet

vizsgálni. Erre mutat példát a 77. ábra. Ezek az időmetszetek a 75. ábrán *AH* val jelzett felső határfelületről készültek. A bemutatott 3D anyag a Szovjetunióban készült, a CGE mérésének eredménye.

A térbeli adattömbben való vizsgálódás lehetőségei az általános geológiai kép kialakítását gyorsítják meg, a leírt szintbejelölési és átjelölési lehetőségek pedig a felületek gyors korrelációjával a részletes szerkezeti értelmezést segítik elő. Az IAGM-I a térbeli szeizmikus anyag értelmezését jelentős mértékben megkönnyíti. A továbbfejlesztés iránya a 2D szeizmikus időszelvény hálózat interaktív értelmezési lehetőségeinek a megteremtése.

2.2 GEOELEKTROMOS MÓDSZER- ÉS MŰSZERKUTATÁS

2.2.1 Kétdimenziós egyenáramú modellezés *

A két- és háromdimenziós geoelektromos feladatok modellezésében leggyakrabban használt numerikus módszerek (véges differenciák, véges elemek, integrálegyenletek módszere) gyors és nagy teljesítményű számítógépeket igényelnek még egyszerű földtani modellek esetén is. Az ún. Polozhii-féle dekompozíciós módszer [POLOZHII 1965] azonban professzionális személyi számítógépen is megvalósítható [JAMES 1985].

E módszer olyan kétdimenziós szerkezeti formák vizsgálatára alkalmas, amelyek egydimenziós szegmensekből (a használt programrendszer esetén maximum 3) építhetők fel (78. ábra). Ilyen pl. a vertikális kontaktus, a függőleges hasadék kitöltés, a derékszögű vető, az árok és a sasbérc modell. Az egyes egydimenziós szegmensek tetszőleges számú réteget tartalmazhatnak. Az elektromos potenciál és az abból származtatható mennyiségek, pl. a látszólagos fajlagos ellenállás vagy az S-érték, a vizsgált tértartomány tetszőleges síkjában meghatározhatók. A tápelektrodákat a közegben is elhelyezhetjük, így süllyesztett elektródákkal végzett méréseket (pl. FFG-t) is lehet modellezni.

A valójában $2\frac{1}{2}$ -dimenziós feladatot (kétdimenziós geoelektromos szerkezet + háromdimenziós forrás) — az analitikus Fourier-transzformációhoz hasonló Polozhii-féle transzformációk segítségével — egyszerűbb feladatok sorozatára lehet visszavezetni. Míg a Fourier-transzformáció azonban csak csapás-irányú koordinátára alkalmazható (a 78. ábrán ez az x -koordináta), addig az inhomogén Polozhii-transzformáció az ellenállásváltozás irányában is alkalmazható (a 78. ábrán ez a z -irány), ily módon a háromdimenziós feladat helyett egydimenziós, direkt módon megoldható feladatok sorozatát kapjuk. Az IBM-AT-re kifejlesztett program futási ideje több százezer rácpontot tartalmazó, két szegmensből álló modell (pl. vető) esetén 15–20 perc, három szegmensből álló modell (pl. árok) esetén 40–60 perc. A számítási idő a z -irányú rácpontszámától függ a legnagyobb mértékben, viszont nem függ a rétegződéstől és az elektródák helyzetétől. Egyszerű modellek (kontaktus, hasadék kitöltés, egydimenziós modell) esetén a numerikusan kapott eredményeket analitikus számítások eredményeivel hasonlítottuk össze és megfelelően választott paraméterek (rácpontszámok és rácsközök különböző irányokban, a lezáró impedanciák paraméterei a vizsgált tértartomány peremén) esetén a kétféle módon számított értékek jól egyeztek. Analitikusan nem kezelhető modellek esetében a numerikus számítások eredményeit fizikai modellezés (kádmodell) eredményeivel hasonlítottuk össze. Az eltérések a mérési hibák nagyságrendjébe estek.

* Varga M.

1. szegmens		2. szegmens	3. szegmens	
ρ_{11}	d_{11}	ρ_{21}	ρ_{31}	d_{31}
ρ_{12}	d_{12}		ρ_{32}	d_{32}
		ρ_{22}		
ρ_{1i}	d_{1i}	ρ_{2j}		
ρ_{1N1}		ρ_{2N2}	ρ_{3k}	d_{3k}
			ρ_{3N3}	

78. ábra. Három egydimenziós szegmensből álló geoelektromos modell
 ρ — ellenállás; d — rétegvastagság

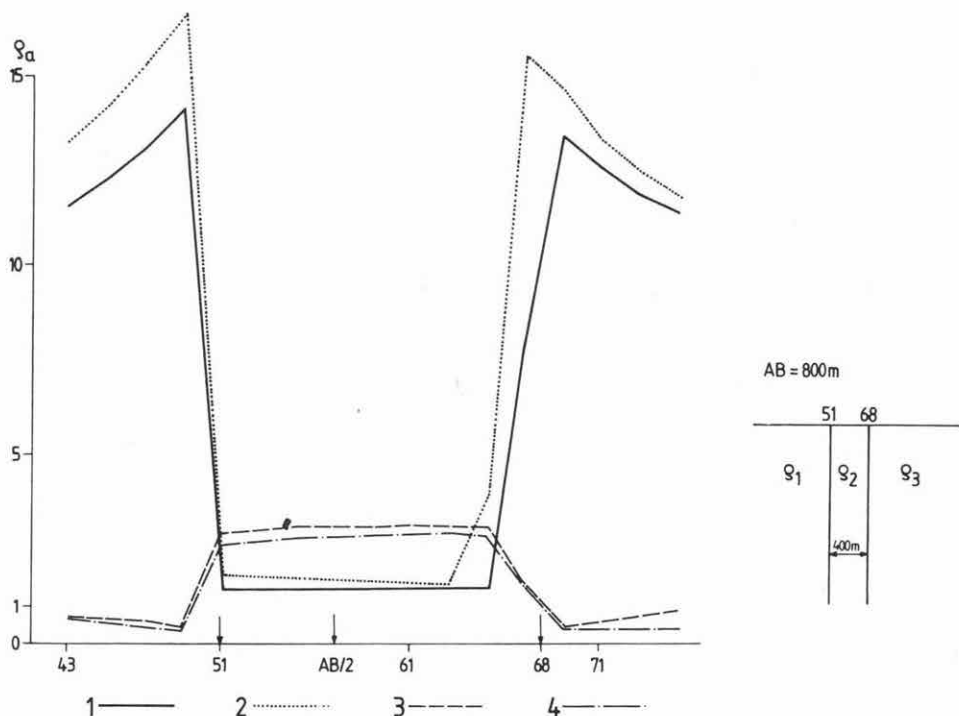
Fig. 78. Geoelectric model consisting of three 1-D regions
 ρ — resistivity; d — layer thickness

Рис. 78. Геоэлектрическая структура, состоящая из трех сегментов одного измерения (геологическая модель)
 ρ — сопротивление; d — мощность слоя

A következőkben az ásványi nyersanyagkutatás során gyakran használt egyen-
 áramú potenciáltérképezés (PM) modellezésére mutatunk be néhány példát. E mód-
 szernél a tápelektrodákat (A, B) egymástól nagy távolságra helyezik el, és a méréseket
 az $AB/2$ környékén végzik. A 79. ábrán egy jól vezető és egy rosszul vezető függőleges
 hasadék kitöltés esetére tüntettük fel az analitikusan és a numerikusan számított
 látszólagos fajlagos ellenállás (ρ_a) értékeket. Rosszul vezető test esetén jobb az egye-
 zés, viszont jól vezető testnél a ρ_a értéke jobban közelíti a valódi ellenállás értékét.
 A 80. ábra egy vetősorozatra mutatja be a bal oldali 1D féltérhez tartozó értékekre
 normált S_n értékeket. Látható, hogy az S_n görbék jobb oldali aszimptotái a várakozás-
 nak megfelelően a jobb oldali féltér első rétegének vastagságához tartanak. A 81. ábra
 két különböző szélességű árok és sásbérc felett számított normált S -értékeket mutatja
 be. Az S_n görbék közül közelítőleg meghatározható a sásbérc szélessége, árok esetén
 azonban csak kvalitatív megállapítások tehetők az árok paramétereire vonatkozóan.

Hivatkozások

- ПОЛОЗНИИ, G. N. 1965: The method of summary representation for numerical solution of problems
 of mathematical physics. Pergamon Press, 283 p.
 JAMES, B. A. 1985: Efficient microcomputer-based finite-difference resistivity modeling via Po-
 lozhii-decomposition. Geophysics, 50, 3, pp. 443–465



79. ábra. Hasadék kitöltés modelljére numerikusan és analitikusan számított látszólagos fajlagos ellenállás szelvények

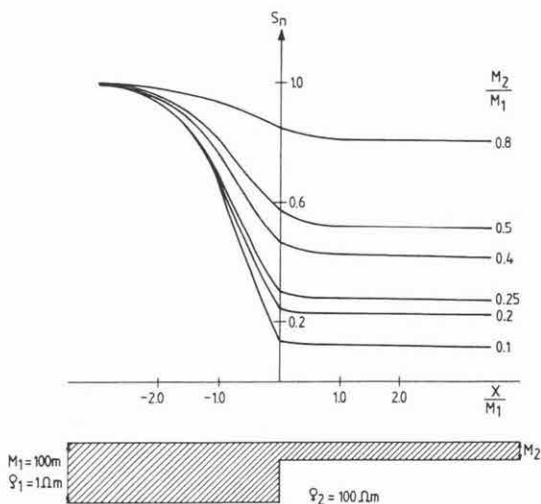
1 — $\rho_1 = \rho_3 = 10 \Omega\text{m}$, $\rho_2 = 1 \Omega\text{m}$, numerikus számítás; 2 — azonos paraméterek, analitikus számítás; 3 — $\rho_1 = \rho_3 = 1 \Omega\text{m}$, $\rho_2 = 10 \Omega\text{m}$, numerikus számítás; 4 — azonos paraméterek, analitikus számítás

Fig. 79. Apparent resistivity profiles over a dike obtained analytically and by numerical calculations

1— $\rho_1 = \rho_3 = 10 \Omega\text{m}$, $\rho_2 = 1 \Omega\text{m}$, numerical calculations; 2—same parameters, analytical solution; 3— $\rho_1 = \rho_3 = 1 \Omega\text{m}$, $\rho_2 = 10 \Omega\text{m}$, numerical calculation; 4—same parameters, analytical solution

Рис. 79. Профили кажущегося удельного сопротивления, рассчитанные в цифровом и аналитическом виде для модели выполнения трещины

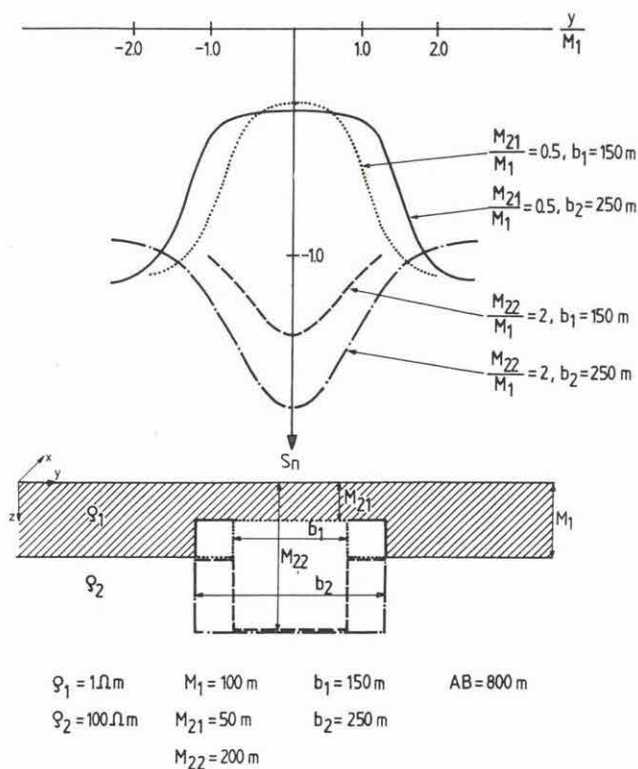
1 — $\rho_1 = \rho_3 = 10 \text{ омм}$, $\rho_2 = 1 \text{ омм}$, цифровой расчет; 2 — те же параметры, аналитический расчет; 3 — $\rho_1 = \rho_3 = 1 \text{ омм}$, $\rho_2 = 10 \text{ омм}$, цифровой расчет; 4 — те же параметры, аналитический расчет



80. ábra. Vető fölött számított normált S -értékek, különböző paraméterek mellett

Fig. 80. Normalized S -values calculated for a fault with varying parameters

Рис. 80. Нормированные значения S , рассчитанные над сейсмией сбросов



81. ábra. Árok és sasbérc felett számított normált S -értékek különböző modell paraméterekkel

Fig. 81. Normalized S -values calculated over grabens and horsts of different model parameters

Рис. 81. Нормированные значения S , рассчитанные над грабеном и горстом с различными параметрами моделей

2.2.2 Tranziens elektromágneses fizikai modellezés terepi műszerrel*

Az ELGI-ben már évtizedek óta folynak geoelektromos matematikai és fizikai modellezéssel kapcsolatos munkák. A programfejlesztés és a fizikai modellezés főleg az egyenáramú és a frekvencia tartományú EM módszerre korlátozódott. A Geonics Ltd. EM-37 típusú tranziens berendezésének megvásárlását megelőző intenzív módszerfejlesztési tevékenység során különböző 1D modellszámító programok készültek. A módszerben rejlő lehetőségek vizsgálata szükségessé tette 2 és 3D modellek tranziens viselkedésének ismeretét is. Jelenleg a 3D matematikai modellezéshez nincsenek meg a számítástechnikai feltételek, ezért kísérleteket kezdtünk a fizikai modellezés lehetőségeinek vizsgálatára.

A kísérletekhez az EM-37 terepi mérőberendezést változatlan formában használtuk fel, de a modelltörvénynek megfelelően kis méretű adó és vevő kereteket kellett készíteni. A keretek paraméterei a következők:

	terület	magasság	menetszám
TURAM adó	30 × 60 mm	5 mm	50
vevő	10 × 10 mm	5 mm	50
CIL adó	11 × 11 mm	5 mm	75
vevő	r = 3 mm	5 mm	50

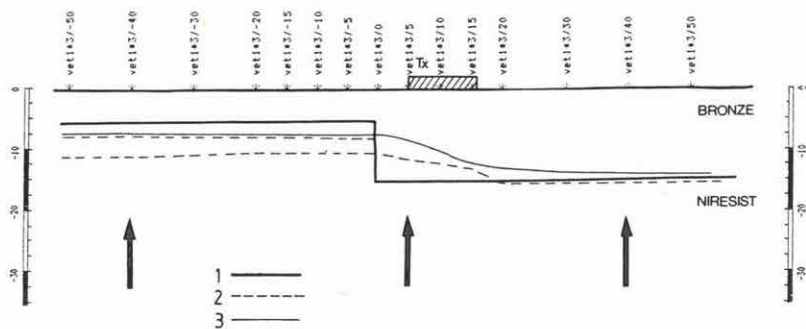
Komoly problémát okozott a megfelelő anyagok kiválasztása. Az EM-37 mintavételezési ideje és a még megvalósítható legkisebb méretek erősen leszűkítik a felhasználható anyagok körét. A legtöbb olcsó és elterjedt fém ellenállása túl kicsi a hazai földtani modelleknek megfelelő ellenállásviszonyok modellezéséhez. A vas ellenállása megfelelő volna, de az nem használható túlságosan nagy mágneses permeabilitása miatt. Végül a Nehézipari Műszaki Egyetem Öntészeti Tanszékével együttműködve sikerült két ötvözetet találni. Az NBZ-4 típusú bronz és a niresist nevű nikkel-acél ötvözet, amely hőkezelés után elveszti mágnesezhetőségét, megfelelőnek bizonyult. A bronz ellenállása kb. $0,7 \cdot 10^{-7} \Omega\text{m}$, a niresisté $8 \cdot 10^{-7} \Omega\text{m}$. 1 : 10 000-es méretarányú modelleket használva ez $7 \Omega\text{m}$ -nek és $80 \Omega\text{m}$ -nek felel meg. A modellek megmunkálása síkköszörővel és marással történt, 10 mikronos pontossággal. Az egymáshoz illeszkedő felületek kontaktusát mechanikusan, szorító bilincsekkel biztosítottuk.

A központi hurkos (CIL) elrendezéssel végzett szondázásoknak döntő szerepe van a magyarországi tranziens kutatásban. A legfontosabb gyakorlati kérdések, mint például a horizontális felbontóképesség, a kis méretű 3D szerkezetek detektálhatósága, fizikai modellezéssel közvetlenül vizsgálható. A 82. és 83. ábra egy függőleges vető és egy jól vezető anyaggal kitöltött árok modelljén végzett mérések eredményét mutatja. A méretarány 1 : 10 000 volt. A fedőréteg bronzból, az aljzat niresistből készült. A tónuskepek alapján mind a vető, mind az árok helye egyértelműen kijelölhető. Az aljzat mélységét mind TRH** technikával, mind interaktív elméleti görbe illesztéssel meghatároztuk. A vető modell esetében a levetett szárny mélysége a vető alsó élének mélységével egyező távolságban 10%-os hibával meghatározható. Az árok mélységére az értelmezés a valóságosnál kisebb értéket ad.

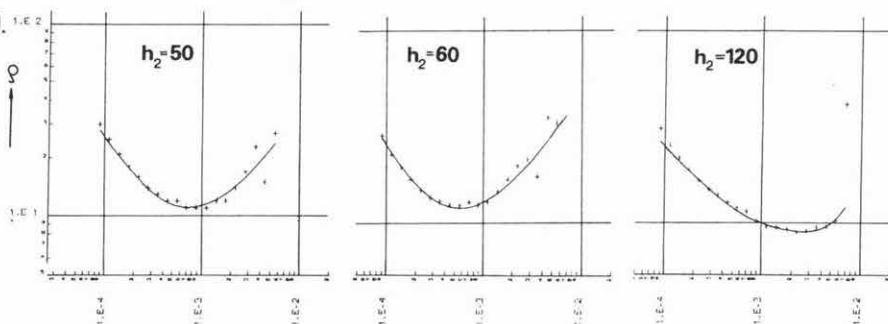
* Balog Gy., Csathó B., Prácser E., Sörös L.

** Az ellenállás-idő függvény transzformálása ellenállás-mélység függvényé

a.

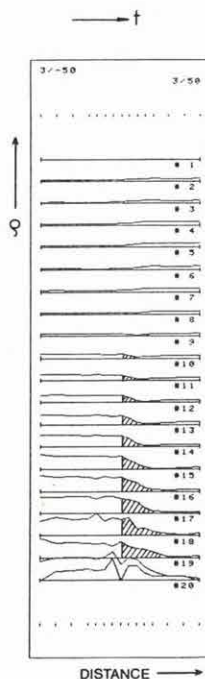
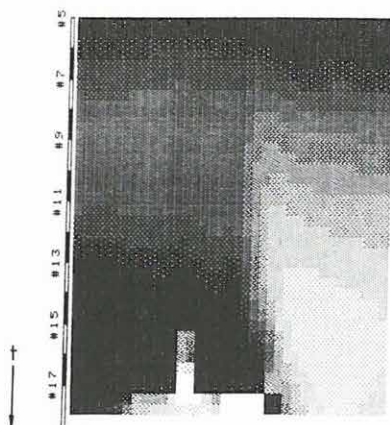


b.



c.

$$\begin{aligned} \varphi_1 &= 10000 \Omega m \\ \varphi_2 &= 7 \Omega m \\ \varphi_3 &= 80 \Omega m \\ h_1 &= 20 m \end{aligned}$$



Megállapítható, hogy az elrendezés „látótere” kb. egy 45°-os nyílásszögű kúppal határolt térfogatrész. A horizontális felbontóképesség az adó méretének csökkentésével növekszik, amíg a kutatott szerkezet méretei a mérőrendszer méreteihez képest nagyokká nem válnak. Ezután jelentős javulás már nem várható.

Gyakori és nehéz feladat vezetőbe ágyazott, kis méretű, egy nagyságrenddel jobb vezetőképességű tömegek kimutatása. A szigetelőbe ágyazott vezető testek kutatása viszonylag egyszerű és elméleti szempontból is tisztázott probléma. A vezető beágyazó közeg hatását — a szakirodalom tanúsága szerint — több, e témával foglalkozó kutatóhelyen is tanulmányozzák. Ezt a problémakört célozták meg a *TURAM elrendezéssel* végzett kísérletek is.

Három különböző modellen végeztünk méréseket: 1. homogén vezető féltér (4 cm vastag niresist lemez); 2. vezető hasáb levegőben (bronz téglatest, fa); 3. vezető hasáb vezető féltérben (bronz téglatest és niresist). A 84. ábra a bejelölt vonalak mentén mért H_z értékeket mutatja 20 csatornán. Az első görbesereg a homogén modell terének jól ismert időbeli változását mutatja, míg a második a szigetelőben lévő bronz hasáb felett kialakuló erőteljes szélsőértéket. A harmadik és negyedik görbeseregen (3a, ill. 3b) a kombinált modell viselkedése látható egymásra merőleges vonalak mentén. A hatót kijelölő anomália szinte teljesen belevész a környezet regionális zajába. Az anomália vizsgálatához a homogén modell terét kivontuk a kombinált modell teréből (85. ábra). A kivonás révén a bronz hasáb hatása tisztán láthatóvá vált (sátirozott terület). Az anomália többszöri előjelváltása a féltér és a hasáb kölcsönhatásának tulajdonítható. A kirajzolt lecsengési görbéken megfigyelhető a látszólag furcsa viselkedés oka. A hasáb jól vezető tömege úgy torzítja el a környezet terét, mintha az az adottnál kisebb fajlagos ellenállású homogén közeg lenne.

82. ábra. Függőleges vető tranzien EM fizikai modellezése központi hurkus elrendezéssel

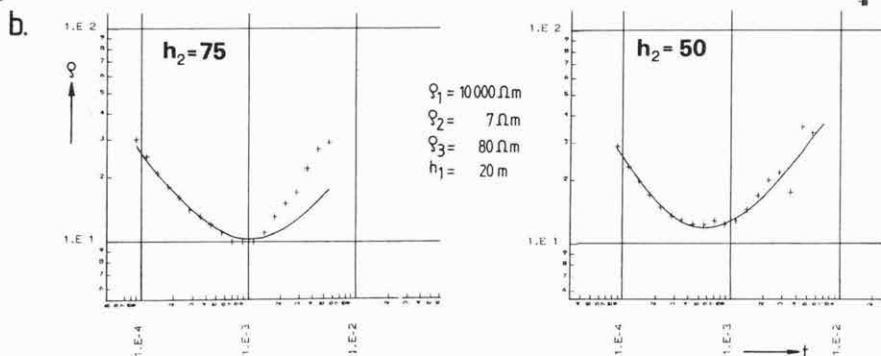
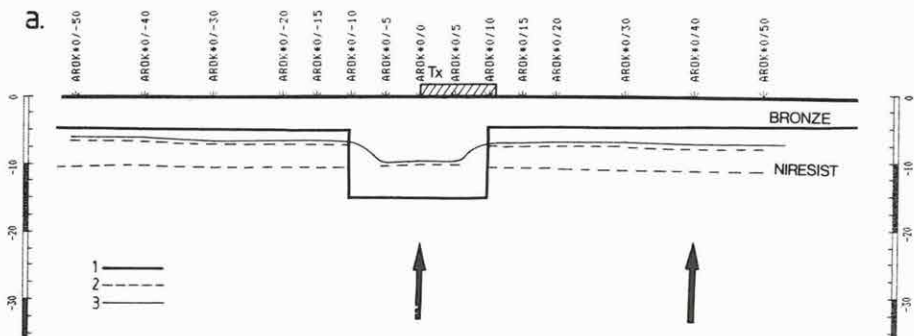
- A modell (1) és a mért adatok kiértékelése TRH eljárással (2), ill. interaktív görbeillesztéssel (3)
- Elméleti görbék illesztése a mért értékekhez
- Látszólagos ellenállás adatok kétféle megjelenítésben

Fig. 82. Transient EM scale modelling of a vertical fault with a central induction loop (CIL) array

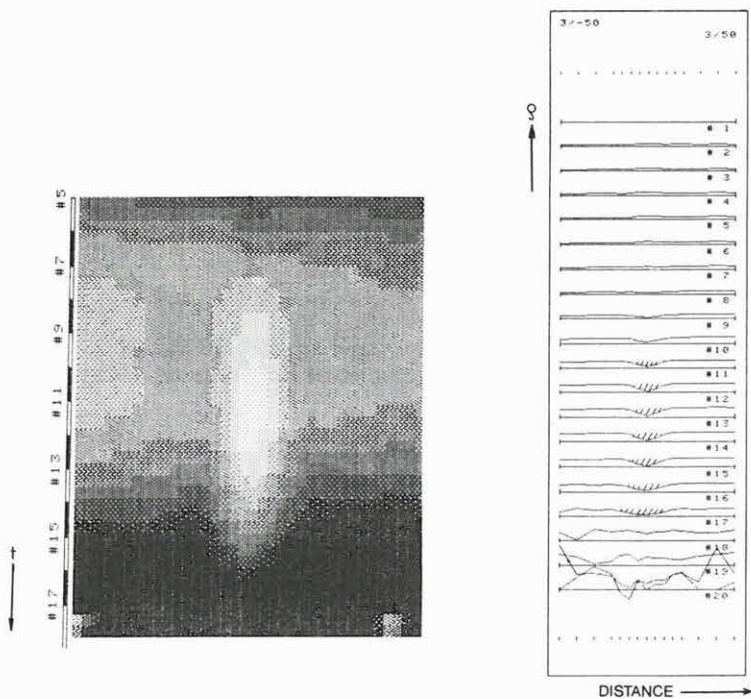
- The model (1), interpretation of measured data by the TRH method (2), and by interactive curve fitting (3)
- Fitting theoretical curves to the measured values
- Two different representations of apparent resistivity data

Рис. 82. Физическое моделирование вертикального сброса по методу становления электромагнитного поля при установке с центральной петлей:

- Интерпретация модели (1) и измеренных значений способом TRH (2) и интерактивной стыковкой кривых (3)
- Стыковка теоретических кривых к измеренным значениям
- Кажущиеся сопротивления в двух вариантах визуализации



c.



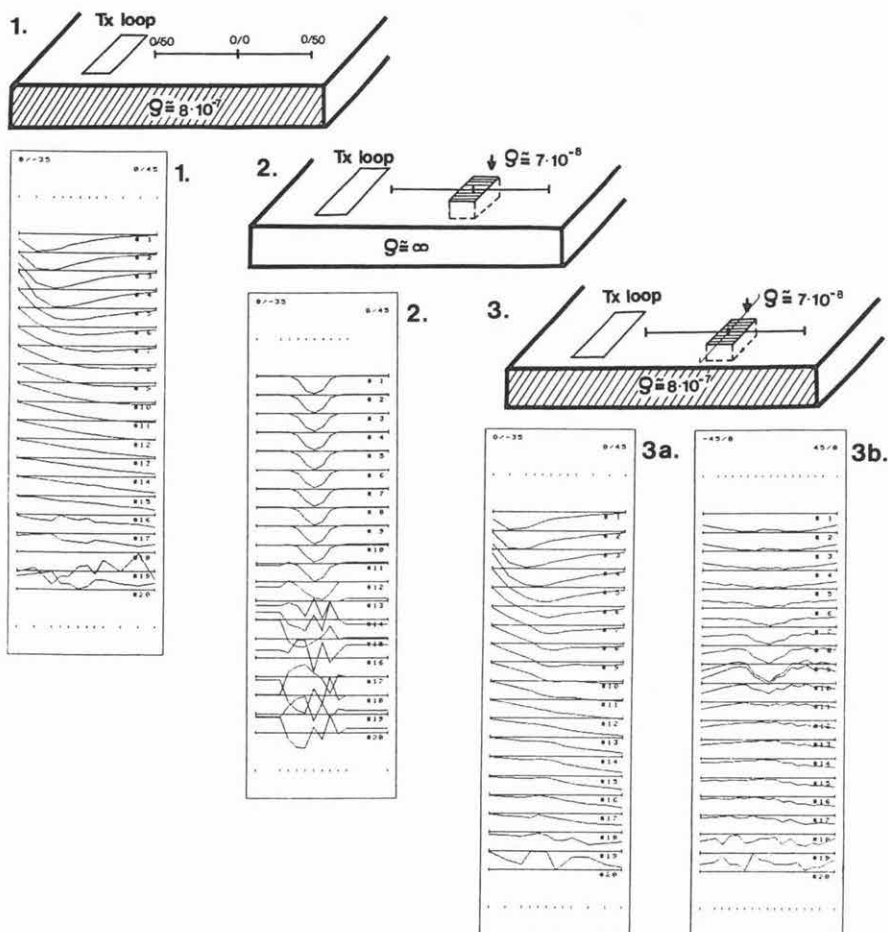
A kísérletek következtetéseiként megállapíthatjuk, hogy olcsón előállítható anyagokkal, terepi műszerrel, különleges laboratóriumi körülmények nélkül lehetőség van időtartománybeli EM mérések modellezésére. Horizontálisan rétegzett modellekre a mért és elméleti úton számított adatok jó egyezést mutatnak. Feltéve, hogy ez háromdimenziós modellekre is igaz, a kísérletek gyakorlati jelentősége nyilvánvalóvá válik. A felbontóképesség kérdése, a dőlt rétegek, topografikus hatások problémája direkt módon megvizsgálható.

Egy fontos problémára nem kaptunk kielégítő választ; ez az „áram kanalizáció” kérdéskörébe esik. Ha a különböző vezetőképességű közegek határfelületén áramvonalak mennek át, a felületi töltésfelhalmozódás áramot és mágneses teret hoz létre, ami tovább bonyolítja az egyszerű, induktív kölcsönhatásra épülő képet. Nem mindegy, hogy egy vezető tömeg környezete szigetelő, vagy ha kevésbé is, de vezeti az áramot. Az áram kanalizáció nagymértékben megváltoztathatja a kialakuló EM teret. Méréseink során, pl. a vezető modell esetében, akár szigetelővel helyettesítettük a rosszul vezető niresistet, akár megszakítottuk az érintkezést a bronz és a niresist között a vető síkjában, az így mért szelvény nem mutatott lényeges eltérést az eredeti adatokhoz képest. Így tehát vagy arról van szó, hogy a kérdéses hatás nagysága a mérési hiba tartományába esik az adott modell esetében, vagy minden igyekezetünk ellenére a kontaktusok nem voltak megfelelőek, így áramkanalizáció nem alakulhatott ki.

83. ábra. Árok tranziens EM fizikai modellezése központi hurkos elrendezéssel
- A modell (1) és a mért adatok kiértékelése TRH eljárással (2), ill. interaktív görbeillesztéssel (3)
 - Elméleti görbék illesztése a mért értékekhez
 - Látszólagos ellenállás adatok kétféle megjelenítésben

- Fig. 83. Transient EM scale modelling of a graben with a central induction loop (CIL) array
- The model (1), interpretation of measured data by the TRH method (2), and by interactive curve fitting (3)
 - Fitting theoretical curves to the measured values
 - Two different representations of apparent resistivity data

- Рис. 83. Физическое моделирование грабена по методу становления электромагнитного поля при установке с центральной петлей:
- Интерпретация модели (1) и измеренных значений способом TRH (2) и интерактивной стыковкой кривых (3)
 - Стыковка теоретических кривых к измеренным значениям
 - Кажущиеся сопротивления в двух вариантах визуализации



84. ábra. TURAM mérés fizikai modellezése

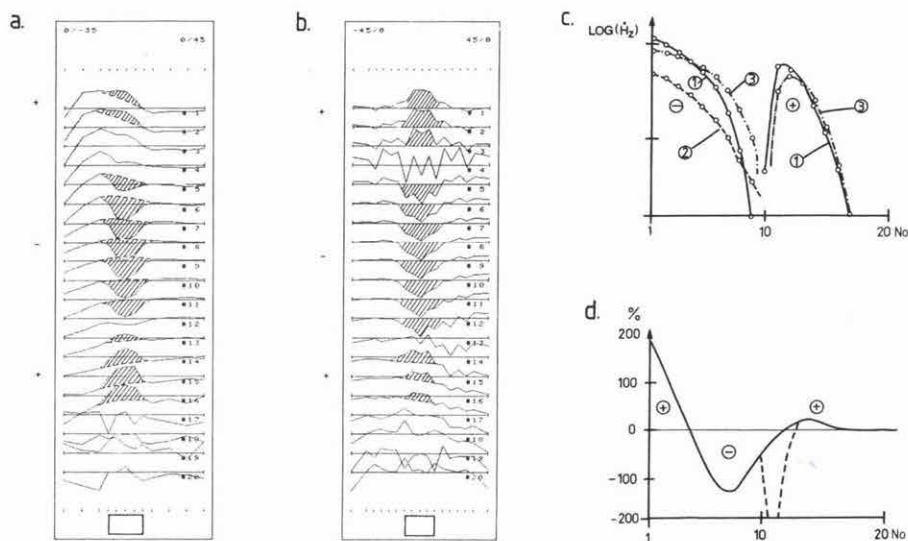
Modellek: 1 — homogén féltér; 2 — vezető téglatest szabad térben; 3 — vezető téglatest vezető közegben

Fig. 84. Scale modelling of TURAM measurements

Models: 1—uniform half-space; 2—conductive parallelepiped in free space; 3—conductive parallelepiped in conductive half-space

Рис. 84. Физическое моделирование измерений установкой ТУРАМ

модели: 1 — однородное полупространство; 2 — проводящая призма в свободном пространстве; 3 — проводящая призма в проводящей среде



85. ábra. A 84. ábra 3a és 3b jelű mérési adatai normálás után (a ill. b), valamint mindhárom modell lecsengési görbéje (c) és az 1-es ill. 3-as görbe különbsége (d) a 0/0 pontban

Fig. 85. Measurements over models 3a and 3b of Fig. 84 after normalization (a and b), the transient curves of all three models (c), and the difference between curves of models 1 and 3 at point 0/0 (d)

Рис. 85. Измерительные данные по рис. 84 после нормирования 3a и 3b (a и b), а также кривые затухания (c) и разности между модельными кривыми 1 и 3 (d) в пункте 0/0

2.2.3 Rádióhullám átvilágító mérések a bauxitkutatásban*

A rádióhullámú átvilágító mérések során egy fúrásba, vagy bányavágatba telepített adóantenna (vertikális elektromos dipól) rádióhullámokat bocsát ki, amelyek a térben minden irányban tovaterjednek [PETROVSKIJ 1971, PETROVSKIJ-POPOV 1977]. Terjedés közben a közeg elektromos paramétereitől és a hullám frekvenciájától függően az energia elnyelődik, a hullámok amplitúdója az adóközeli „kezdeti” értékhez képest csökken. A hullámelnyelés nagyságát a β elnyelési együtthatóval jellemezzük. A fúrásba vagy vágatba helyezett vevőantenna az elektromos térerősségnek az antenna irányú (E_z) komponensét érzékeli. Homogén, izotróp közegben, Descartes-koordinátarendszerben (amelynek középpontja az adóantenna dipól) az elektromos térerősséget leíró összefüggések a hullámzónába eső $P(x, y, z)$ pontban az alábbiak:

* Yi Y-s. és Zhou H-m. (Geofiz. és Geokémiai Int., Geol. Min. Lanfang, Kína), Kirdly E. és Simon A. (ELGI)

$$E_z = E_0 \frac{e^{-\beta(R)}}{R} \cdot \frac{r^2}{R^2} \quad (1)$$

$$E_0 = \mu \omega \frac{I L}{4\pi} \quad (2)$$

$$\beta = \omega \sqrt{\frac{\mu \epsilon}{2} \left(\sqrt{1 + \frac{1}{\rho \omega \epsilon}} - 1 \right)} \quad (3)$$

A formulákban E_0 az antennaközeli „kezdeti” térerősség, I az áramerősség az antenában, L az antenna hatáshossza, μ a közeg mágneses permeabilitása, ω a hullámok körfrekvenciája, R a koordinátaközéppont és P pont közötti távolság, r annak vetülete az x, y síkra, ϵ a közeg dielektromos állandója, ρ a közeg fajlagos ellenállása, β a már említett elnyelési együttható.

A JWQ-3A műszer adóegysége 0,5; 1; 2; 4; 8; 16; 32 MHz frekvenciák bármelyikén 1 W körüli teljesítményt sugároz ki. Vevőegysége a beérkező hullám vevőantenna irányú elektromos komponensének amplitúdóját (E_z) méri, annak a kezdeti elektromos térerősséghez (E_0) való viszonyát (továbbiakban csillapodás) decibelben jelzi ki:

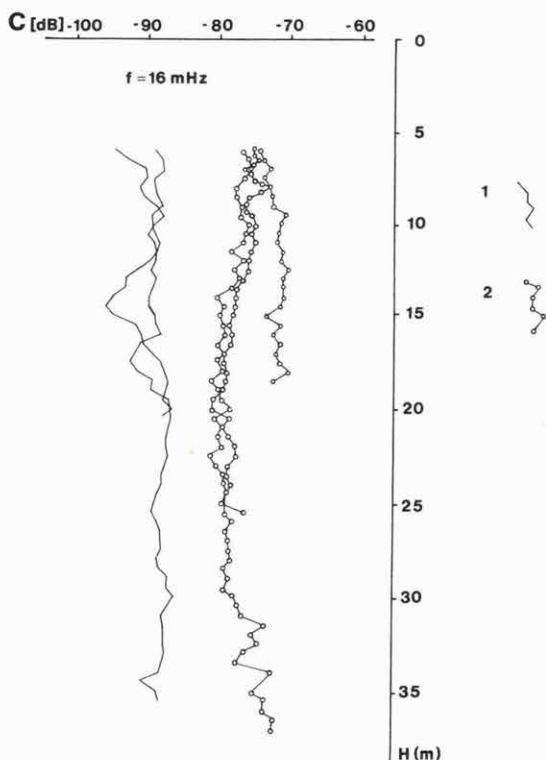
$$C = 20 \lg \left(\frac{E_z}{E_0} \right) \text{ [dB]} \quad (4)$$

A mérési adatok közvetlenül egy kisszámítógép memóriájába jutnak. Az adó- és vevőantenna lineáris dipól. Hosszukat közel félhullámhossznyira szokás választani. Az adás és a vétel egyaránt induktív úton, vagyis a közeggel (fúróluk falával) való közvetlen kontaktus (földelés) létesítése nélkül történik. Az adó- és vevőegység fúrólukban mozgó részei 35 mm átmérőjűek. A berendezés kézi erővel könnyen mozgatható.

Bauxitok elnyelési együtthatója rendszerint többszörösen nagyobb, mint a dolomitoké. Ez ad alapot a bauxitokban előforduló dolomittek kimutatására. *Kísérleti méréseink* során a dunántúli Vörösföld-I felszínközeli bauxitlencse körzetében paraméterméréseket végeztünk az optimális frekvencia kiválasztására, valamint annak megállapítására, hogy az adott területen a bauxitban és a meddő kőzetben (dolomit) a hullámok csillapodása elegendően különbözik-e egymástól. E célból a bauxittestben, illetve a meddő kőzetben mélyült fúrásokban rádióhullámú lyukszelvényezést végeztünk. A 86. ábrán az optimálisnak bizonyult 16 MHz frekvencián öt fúrásban mért lyukszelvényezési görbe látható. A bauxitban a csillapodás átlagban 90 dB, a dolomitban 77 dB. A hullámelnyelési tulajdonság e különbsége a kitűzött földtani feladat megoldására elegendőnek bizonyult.

Bauxitban lévő dolomitgerinc kimutatására a P3 és az F144B jelű fúrás között végeztünk átvilágító mérésorozatot. Az adót és a vevőt egy-egy fúrásban egyidejűleg mozgattuk, illetve az adót az egyik fúrásban állandó mélységben tartottuk, míg a vevőt a másikkban mozgattuk (87. ábra).

A csillapodás értékeit a vevőantenna mélységének függvényében ábrázolva kaptuk a „csillapodási görbéket”. Mivel a fúrások mélységükhöz képest közel vannak egymáshoz, mozdulatlan adóval és mozgó vevővel végzett méréseknél az adó-vevő távolság nagyon változó. Ezért a mért csillapodási adatokat az adó-vevő távolsággal normálni kell. A normálás az (1) és (2) formula felhasználásával végezhető el. Az ábrán a normált görbéket mutatjuk be.

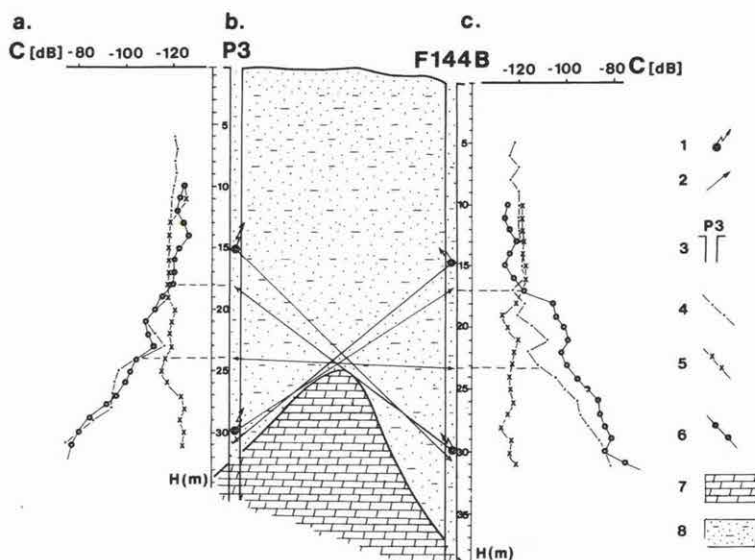


86. ábra. Rádióhullámú fúrólúkszelvényezési görbék
1 — bauxitot harántolt fúrásban; 2 — dolomitot harántolt fúrásban

Fig. 86. Radio-wave absorption well-logging curves
1—in a borehole which penetrated bauxite; 2—in a borehole which penetrated dolomite

Рис. 86. Кривые радиоволнового каротажа
1 — по скважине, вскрывшей бокситы; 2 — по скважине, вскрывшей доломиты

A csillapodási görbék azon szakaszai, amelyeket a bauxitban terjedő hullámok hoznak létre — bizonyos szórással ugyan — a mélységtengellyel párhuzamosak. Azokon a szakaszokon, amelyekhez a dolomitgerincen is áthaladó sugárutak tartoznak, a görbék a dolomitban megtett sugárúttal arányosan a kisebb csillapodási értékek felé hajolnak el. A görbék elhajlása határozott, a dolomit gerinc jelenlétét jól jelzi, egyértelmű kiértékelést tesz lehetővé. A görbéken meghatározzuk az elhajlások kezdőpontjait. Az adóból e pontokba mutató sugárutak a két fúrás közötti térrészben közel egy pontban metszik egymást. E pont megadja a dolomitgerinc csúcsát, illetve magasságát — az adott modellen néhány m-es pontossággal. A 15 m mélységbe helyezett adókkal mért görbék gyakorlatilag nem hajlanak el, vagyis minden vevőhelyzethez tartozó sugárút bauxitban haladt.



87. ábra. Bauxitban levő dolomitgerinc jelzése a rádióhullámú átvilágítás módszerével
 a) Csillapodási görbék, adó az F144B fúrásban, vevő a P3 fúrásban
 b) Földtani-geofizikai szelvény (értelmezés)
 c) Csillapodási görbék, adó a P3 fúrásban, vevő az F144B fúrásban
 1 — adó; 2 — sugárút; 3 — mélyfúrás; 4 — a fúrásokban az adót és a vevőt szinkronban mozgatva mért görbék; 5 — az adót az egyik fúrásban 15 m mélyrebe helyezve, a vevőt a másik fúrásban mozgatva mért görbék; 6 — az adót az egyik fúrásban 30 m mélységbe helyezve, a másik fúrásban mozgatva mért görbék; 7 — dolomit; 8 — bauxit

Fig. 87. Detection of a dolomite ridge by cross-hole radio-wave absorption
 a) Attenuation curves, transmitter in F144B, receiver in P3 borehole
 b) Geological-geophysical section (interpretation)
 c) Attenuation curves, transmitter in P3, receiver in F144B borehole
 1—transmitter; 2—raypath; 3—drillhole; 4—curves measured with synchronized movement of transmitter and receiver in the boreholes; 5—curves measured with a transmitter positioned at a depth of 15 m in one of the boreholes and moving the receiver in the other; 6—curves measured with a transmitter positioned at a depth of 30 m in one of the boreholes and moving the receiver in the other; 7— dolomite; 8— bauxite

Рис. 87. Выявление доломитовой гряды в бокситах способом радиоволнового просвечивания:
 а) Кривые затухания, датчик — в скважине F144B, приемник — в скважине P3
 б) Геолого-геофизический разрез (интерпретация)
 в) Кривые затухания, передатчик — в скважине P3, приемник — в скважине F144B

1 — датчик; 2 — лучевой путь; 3 — буровая скважина; 4 — кривые, измеренные по скважинам при одновременном перемещении датчика и приемника; 5 — кривые, измеренные по скважинам с датчиком на глубине 15 м в одной из них и с приемником, перемещаемым в другой; 6 — кривые, измеренные по скважинам с датчиком на глубине 30 м в одной из них и с приемником, перемещаемым в другой; 7 — доломиты; 8 — бокситы

A módszerrel bauxitban 20–30 m távolságon belül levő fúrások között a dolomitest biztonsággal kimutatható. Ez indokolja a rutinszerű alkalmazást bauxitlencsék részletes fúrásos kutatásánál, külszíni fejtések tervezésénél.

Hivatkozások

- PETROVSKIJ A. D. 1971: Rádióhullámú módszerek a fúrási és bányageofizikában. (oroszul). Nedra, Moszkva, 223 p.
- PETROVSKIJ A. D., POPOV A. A. 1977: Bevezetés a fúrási és bányageofizika rádióhullámú módszereibe. (oroszul). Nedra, Moszkva, 335 p.

2.2.4 Kismélységű geoelektromos kutatás elektromágneses vezetőképesség méréssel*

Napjainkban a hagyományosnak tekinthető nagyobb mélységű geofizikai kutatás mellett egyre fontosabbá válik a kis (< 30 m) mélységek kutatása is. Ezt többek között a környezetvédelem növekvő fontossága és a külszíni bányászattal kitermelhető, nyersanyagtelepek (pl. kavics, agyag, bauxit, lignit stb.) megkutatására irányuló igény erősödése indokolja. A gyors és hatékony geofizikai kutatás nagy segítséget jelent a különböző mérnökgéofizikai feladatok megoldásában is. Cikkünkben a felsorolt feladatokhoz alkalmazható elektromágneses térképezéssel foglalkozunk. A geoelektromos kutatás első fázisát jelentő térképezési, szelvényezési eljárásnak több követelménynek kell megfelelnie. Lényeges a mérések könnyű és gyors kivitelezhetősége, a pontosság, az egyszerű értelmezési eljárás, a terepi megjelenítés és értelmezés lehetősége.

Az ELGI 1986-ban egy EM-31 típusú vezetőképesség-mérő műszert vásárolt a kanadai Geonics cégtől. A mágneses dipól gerjesztéssel működő, SLINGRAM elrendezésű berendezés leglényegesebb előnye, hogy a talaj és a mérőrendszer között nincs szükség kontaktus létesítésére, a nagy ellenállású rétegek nem jelentenek árnyékolást. Így olyan területeken is mérhetünk, ahol az egyenáramú mérések nem kivitelezhetők (pl. utak, sziklás területek, árnyékoló kavicsrétegek). Az EM-térképezés előnyei közé tartozik a gyorsaság, a pontosság, a jó horizontális felbontóképesség és a kis ellenállásváltozásokra való érzékenység.

Az EM-31 vezetőképesség-mérő műszer két közös síkú tekercset tartalmaz, amelyek távolsága 3,66 m. Az adó tekercs 9,8 kHz frekvenciájú szinuszos változású teret gerjeszt, melynek valós és képzetes komponensét méri a vevő. Ismeretes, hogy kis indukciós számok tartományában a mért mágneses térkomponensek egyszerű összefüggésben vannak a talaj geoelektromos paramétereivel [MCNEILL 1980, KAUFMAN-KELLER 1983]. Így a mért mágneses tér képzetes komponense — homogén féltér esetén — arányos a féltér fajlagos vezetőképességével (ill. fajlagos ellenállásával). Ezt felhasználva a műszert úgy kalibrálták, hogy horizontális tekercsek és egy méteres műszermagasság esetén közvetlenül látszólagos vezetőképességet lehessen leolvasni. A szuszeptibilitásra érzékeny valós komponens mérése pedig fémtárgyak kimutatására alkalmas.

Az 1986 óta folyó fejlesztés két fő célra irányult. Az egyik olyan alkalmas transzformációknak, illetve mérési eljárásoknak a bevezetése, illetve vizsgálata volt, amelyek lehetővé teszik a mérések információtartalmának növelését és meggyorsítják az

* Balog Gy., Csathó B., Prácsér E., Vincze L.

értelmezést, míg a másik a digitális adatrögzítés és a terepi kiértékelés lehetőségének megteremtése volt.

A mért látszólagos vezetőképesség értéke — mivel az tulajdonképpen a mért mágneses térkomponens képzetes részének konstansszorosa — természetesen függ a műszer felszín feletti magassától és a tekercsek orientációjától. Ezért célszerű egy, a hagyományoknak megfelelő, fajlagos ellenállás fogalom bevezetése. Legyen a látszólagos fajlagos ellenállás annak a féltérnek a fajlagos ellenállása, mely felett az adott geometria esetén a mért értékkel megegyező nyernénk. Ez a látszólagos fajlagos ellenállás az alacsony indukciós számok tartományában érvényes összefüggések alapján a következőképpen könnyen számítható:

$$\rho_a = \frac{1000 z(h)}{\sigma_a [\text{mS/m}] z(1)} [\Omega \text{m}] \quad \text{függőleges mágneses dipólusok}$$

és

$$\rho_a = \frac{1000 z'(h)}{\sigma_a [\text{mS/m}] z'(1)} [\Omega \text{m}] \quad \text{vízszintes mágneses dipólusok}$$

esetén, ahol σ_a a mért látszólagos vezetőképesség, h a műszer felszín feletti magassága, z és z' pedig egyszerű függvénye h -nak.

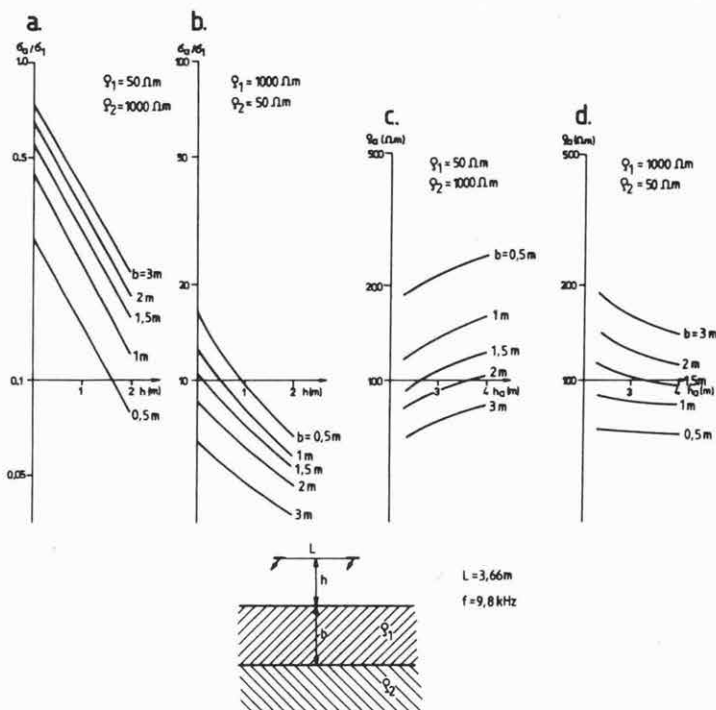
A transzformáció pontosságát ellenőriztük, a látszólagos fajlagos ellenállás magasságfüggése csupán néhány százalék. A műszer felszín feletti magasságát és a tekercsek orientációját változtatva a talajban gerjesztett örvényáramok eloszlása megváltozik. Ennek alapján — kedvező esetben — a különböző fajlagos ellenállású rétegek kijelölhetők. Tekintetbe véve ily módon a magasság változtatásával végzett szondázás viszonylagos csekély vertikális felbontóképességét, a görbesereges kiértékelés helyett egy, az egyenáramú dipól–dipól szelvényezéshez hasonló látszólagos fajlagos ellenállás – látszólagos mélység-szelvény szerkesztésen alapuló kvalitatív kiértékelést vezetünk be.

A látszólagos mélységet a homogén féltér esetén meghatározható árameloszlás függvény alapján definiáljuk. Látszólagos mélységnek azt a mélységet tekintjük, amely alatti térrész hozzájárulása a vett jelhez a teljes hatás e -ad részét teszi ki. Az így definiált látszólagos mélység — függőleges tekercsek esetén — közel egyenesen arányos a műszer felszín feletti magasságával, míg vízszintes tekercsek esetén ez az összefüggés sokkal bonyolultabb, és a műszermagasság változtatásával a látszólagos mélység kevésbé változik.

Természetesen a szondázási görbéket is célszerű látszólagos mélység–látszólagos fajlagos ellenállás görbéké transzformálni, amelyek — a gyártó cég által megadott, a görbe illesztés kiértékelésre javasolt műszermagasság–mért „látszólagos vezetőképesség” görbéekkel ellentétben — a modellek ellenállás- és mélységviszonyait jól tükrözik (88. ábra).

A kis mélységben lévő 2D illetve 3D jellegű inhomogenitások hatásának kiemelésére alkalmas a gradiens módszer [FROHLICH–LANCASTER 1986]. A módszer hatását matematikai modellezéssel vizsgálva (89. ábra) megállapítható hogy a különböző magasságú adódipólusok által gerjesztett mágneses terek eltérése az adótól — vízszintes és függőleges irányban távolodva — gyorsan csökken. Így a talaj regionális jellegű ellenállás változásának hatását a különböző magasságokban végzett mérésekből nyert ellenállás értékek különbségének képzésével kiküszöbölhetjük.

A terepi mérések hatékonyságát nagy mértékben megnövelte az, hogy a műszerhez adattárolóként egy PTA-4000 típusú számítógépet csatlakoztattunk (90. ábra).



88. ábra. Matematikai modellezés eredménye: a műszer magasságának változtatásával nyert szondázási görbék kétréteges modellek felett (függőleges adó és vevő tekercsek)

a és b) Műszermagasság (h) – első rétegre normált látszólagos vezetőképesség (σ_a/σ_1) görbék a modell változó paramétereivel

c és d) Látszólagos mélység (h_a)–látszólagos fajlagos ellenállás (ρ_a) görbék változó modell paraméterek esetében

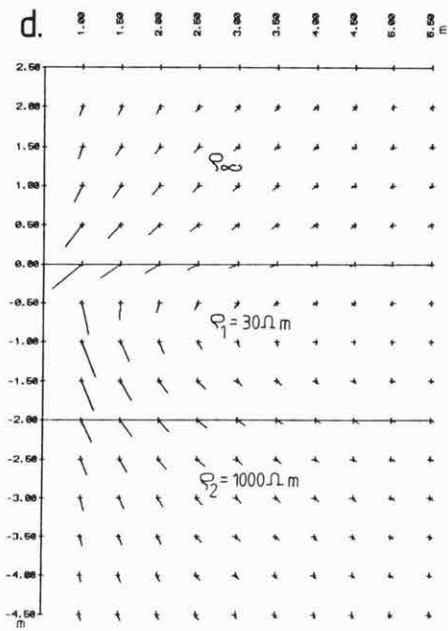
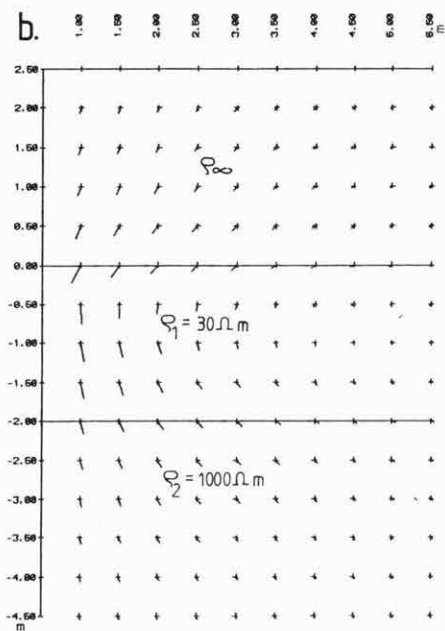
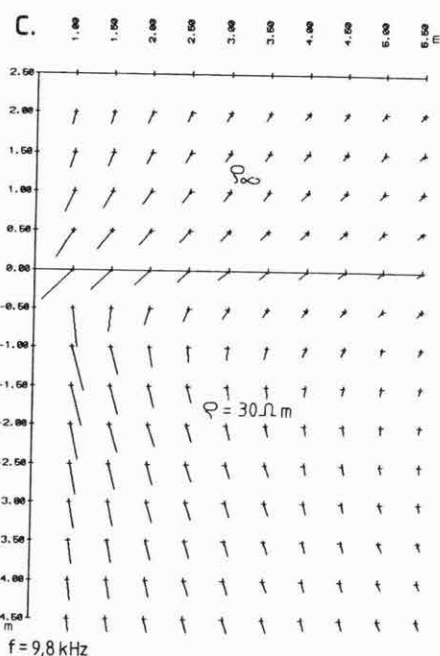
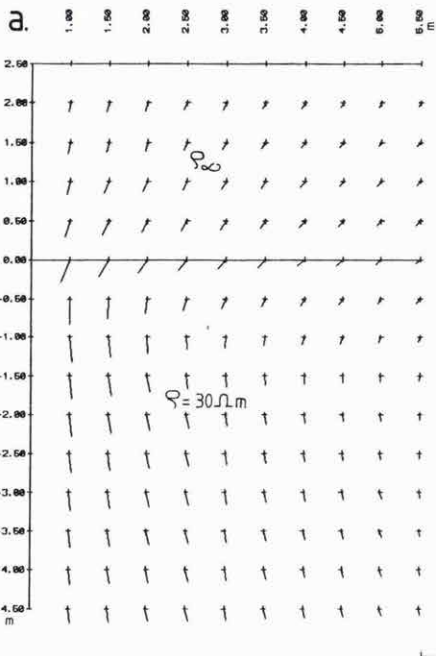
Fig. 88. Result of mathematical modelling: sounding curves obtained by changing the height of the instrument over two-layer models (vertical transmitter and receiver coils)

a and b) Instrument height (h) versus apparent conductivity normalized to the conductivity of the first layer (σ_a/σ_1) curves for models of different parameters

c and d) Apparent depth (h_a) versus apparent resistivity (ρ_a) curves for models of different parameters

Рис. 88. Результаты математического моделирования: кривые зондирования, полученные при изменении высоты прибора над двуслойными моделями (вертикальные передающая и приемная катушки): а и б) Кривые высота прибора (h) — кажущаяся проводимость (σ_a/σ_1), отнесенная к первому слою, при меняющихся параметрах модели

с и д) Кривые кажущаяся глубина (h_a) — кажущееся удельное сопротивление (ρ_a) при различных параметрах модели





89. ábra. Különböző magasságban elhelyezett függőleges mágneses dipólus terének képzetes komponense
- Homogén féltér, az adó a (0;0) pontban
 - Kétréteges modell, az adó a (0;0) pontban
 - Homogén féltér, az adó a (0;1) pontban
 - Kétréteges modell, az adó a (0;1) pontban



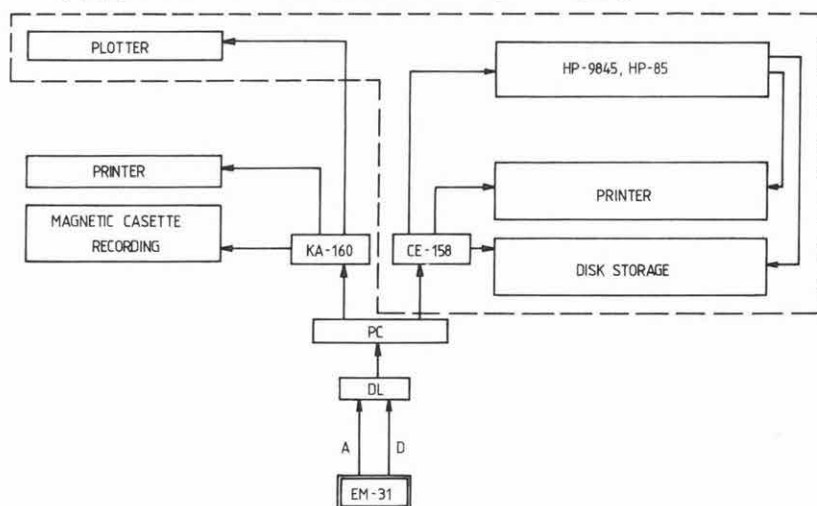
Fig. 89. Quadrature component of a vertical magnetic dipole located at different heights

- Uniform half-space, transmitter in point (0,0)
- Two-layer model, transmitter in point (0,0)
- Uniform half-space, transmitter in point (0,1)
- Two-layer model, transmitter in point (0,1)



Рис. 89. Мнимая компонента поля вертикального магнитного диполя, расположенного на различных высотах:

- Однородное полупространство, датчик в пункте (0;0)
- Двуслойная модель, датчик в пункте (0;0)
- Однородное полупространство, датчик в пункте (0;1)
- Двуслойная модель, датчик в пункте (0;1)



90. ábra. Az EM-31 műszerhez kapcsolt adatgyűjtő és előfeldolgozó rendszer
A — analóg bemenetek; D — digitális bemenetek; DL — adatgyűjtő; PC — PTA-4000 számítógép előfeldolgozása; KA-160, CE-158 — illesztők

Fig. 90. Data logger and preprocessing unit interfaced to the EM-31 instrument
A—analog inputs; D—digital inputs; DL—data logger; PC—PTA-4000 pocket computer for preprocessing; KA-160, CE-158—interfaces

Рис. 90. Блок накопления данных и их предварительной обработки, подсоединенный к прибору EM-31

A — аналоговые входы; D — цифровые входы; DL — накопитель данных; PC — компьютер PTA-4000 для предварительной обработки; KA-160, CE-158 — стыкователи

A digitális adatgyűjtés és tárolás megszünteti az észlelés szubjektív hibáit, lehetővé teszi a két csatorna egyidejű mérését és a méréssel egyidejű ellenállászámítást.

Az adattároló felépítését már 1985. évi jelentésünkben ismertettük [SIMON et al. 1985]. Az adatgyűjtő program az adatok gyűjtésén, tárolásán és megjelenítésén kívül megkönnyíti a műszer hitelesítését és lehetővé teszi a paraméterek folyamatos, tárolás nélküli mérését is. Folyamatosan ellenőrzi a műszer és az adattároló telepfeszültségét is. Az adattárolásos üzemmódban a fejléc megadása után a koordináták léptetése automatikusan történik mind szelvények és térképek, mind szondázások mérése esetén. A program egyszerre kétezer észlelés tárolására alkalmas, öt független adatmezőben, és sokféle ellenőrzési és javítási lehetőséget nyújt a mérések során. A terepi jegyzőkönyvet számítógépes adatlista helyettesíti. A zsebszámítógép nyomtatóján készíthető szelvények felhasználásával az előzetes értelmezés már terepen elvégezhető. A mért adatokat átmenetileg kazettás magnetofonon tároljuk. A HP-9845 számítógépbe való adatátvitel lehetőséget nyújt az adatok mágneslemezen való tárolására és számítógépes térképrajzolásra is.

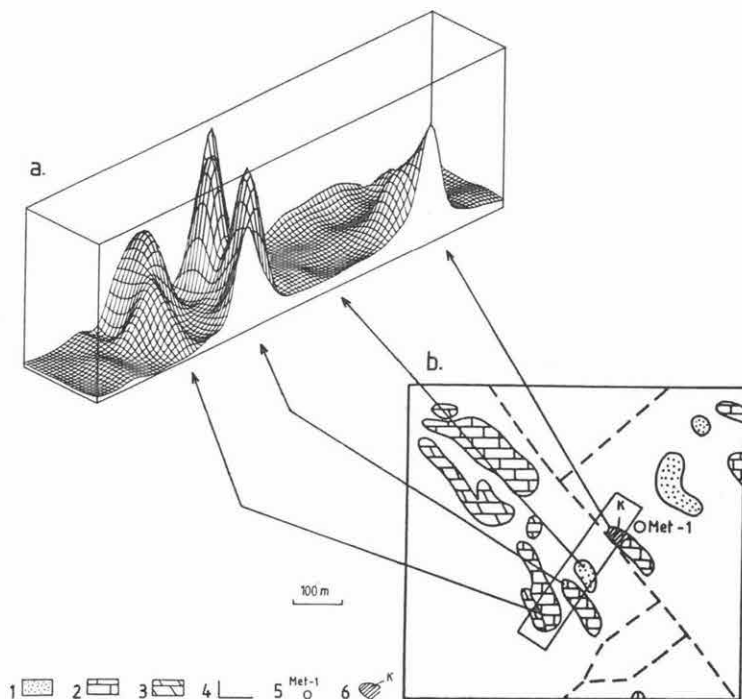
A kis behatolási mélységű vezetőképesség szelvényezést sikeresen alkalmaztuk a következő feladatok megoldására:

- általános földtani térképezés (felszínközeli közettípusok meghatározása, vetők, zúzott zónák kijelölése)
- nagyellenállású medencealjzat topográfiájának meghatározása
- külszíni és mélyművelésű bányabeli mérések (pl. felszíni lignit és bauxit bányaművelés stb.)
- régészeti mérések
- eltemetett csövek és egyéb fémes vezetőképességű tárgyak helyének kijelölése
- építőanyag-ipari nyersanyagok kutatása
- mérnökgeológiai kutatás
- talajszennyeződés vizsgálat stb.

A továbbiakban néhány terepi példával szemléltetjük a módszer és az eddig ismertetett feldolgozási, értelmezési eljárások hatékonyságát.

A 91. ábrán bemutatott mérés célja a triász aljzatban levő szinklinális kutatása volt. A földtani térképezést elektromágneses mérésekkel (EM-31 műszerrel) kiegészítve a kibúváskor pontosan lehatárolhatók, lehetőség nyílik lösz ill. a vékony talajtakaró alatt a különböző korú és kifejlődésű képződmények elkülönítésére. Az ábra a mencshelyi Met-1 fúrás környékén végzett térképezés eredményét mutatja be, a mért látszólagos fajlagos ellenállást axonometrikusan megjelenítve. Nemcsak a földtani térképezés és a látszólagos-fajlagos ellenállás jó korrelációja figyelhető meg, hanem az is, hogy miként lehet korrigálni az észlelési térképet a látszólagos fajlagos ellenállás adatok felhasználásával.

A különböző csővezetékek másodlagos terének hatása a nagy felbontóképességű elektromágneses módszerekkel (pl. tranziens, MFS) végzett mérések eredményét az értelmezhetetlenségig eltorzíthatja. Korábbi modellkádbeli kísérleteink alapján rendszerint valószínűsíteni tudjuk azt, hogy a terepi mérések torzulásai valóban vezetékhataásra utalnak-e, de ennek a ténynek a megbízható vizsgálata, sőt a csővezetékek előrejelzése, s így felesleges mérések megelőzése is lehetséges az indukciós szelvényezési módszer (EM-31 műszer) alkalmazásával. Mivel a csővezeték felett kialakuló anomáliaképet modellezésből ismerjük, a vezeték pontos helye kijelölhető. Erre látnunk egy példát Farkasgyepű környékéről a 92. ábrán. Megfigyelhető a terepi MFS és a modellkádbeli görbék torzulásának hasonlósága. Jól szemlélteti a látszólagos vezetőképesség- γ -valós mágneses komponens szelvénypár (92/c és d ábra) a szusz-



91. ábra. Különböző fajlagos ellenállású képződmények határának kijelölése EM térképezéssel (Mencshely)

a) Látszólagos fajlagos ellenállástérkép, axonometrikus megjelenítés

b) Észlelési térkép

1 — biogén eredetű márga; 2 — austriacumos dolomit; 3 — austriacumos mészkő; 4 — EM térképezés határa (EM-31 műszer, 1 méteres műszermagasság, horizontális tekercsek); 5 — térképező fúrás; 6 — a geológiai térkép módosítása a geofizikai mérések alapján

Fig. 91. Delineation of formations of different resistivity by EM mapping (Mencshely)

a) Apparent resistivity map, axonometric view

b) Map of geologic observations

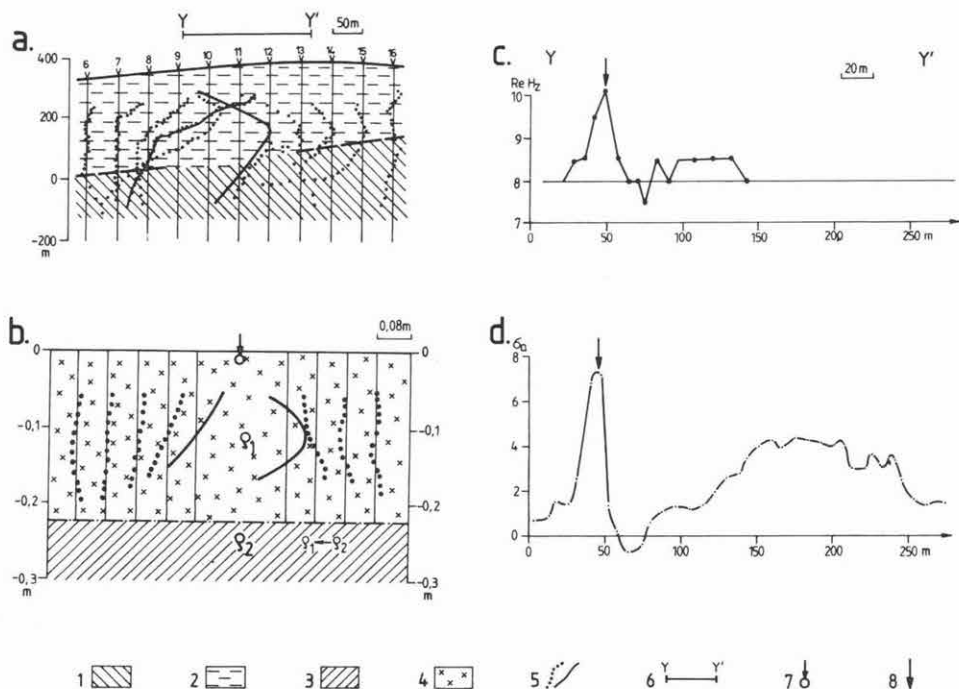
1—biogenic marl; 2—dolomite with *Austriacum*; 3—limestone with *Austriacum*; 4—boundary of EM profiling (EM-31 instrument, instrument height: 1 m, horizontal coils); 5—borehole drilled for mapping purposes; 6—correction of geologic map by geophysical data

Рис. 91. Выявление и прослеживание границы между образованиями с различным удельным сопротивлением при электромагнитной съемке (с. Менчхей):

a) Карта кажущихся удельных сопротивлений, аксонометрическое изображение

b) Карта фактического материала

1 — биогенные мергели; 2 — австрийские доломиты; 3 — австрийские известняки; 4 — контур площади электромагнитной съемки (прибором EM-31, при высоте прибора в 1 м, при горизонтальном положении катушек); 5 — картировочная скважина; 6 — уточнение геологической карты по данным геофизических измерений



92. ábra. Csővezeték helyének meghatározása EM szelvényezéssel (Farkasgyepű)

a) MFS (Maxi-Probe) szelvény

b) Fizikai modellezés eredménye (Soproni EM Modellező Laboratórium)

c) A mért mágneses tér valós komponense (EM-31)

d) Látszólagos vezetőképesség szelvény (EM-31, műszermagasság 1 m, horizontális tekercsek)

1 — triász aljzat; 2 — oligocén fedő üledékek; 3 — műanyag; 4 — sós víz; 5 — szondázási görbék, a csővezeték okozta jellegzetes torzulással (folytonos vonal); 6 — EM-31 szelvény helye; 7 — csővezeték helye a modellben; 8 — csővezeték feltételezett helye a mérések alapján

Fig. 92. Location of a pipeline by EM profiling (Farkasgyepű)

a) FDEM (Maxi-Probe) profile

b) Result of scale modelling (EM Modelling Laboratory of the GGRI, Sopron)

c) In-phase component of the geomagnetic field (EM-31)

d) Apparent conductivity profile (EM-31, instrument height: 1 m, horizontal coils)

1 — Triassic bedrock; 2 — Oligocene overburden; 3 — plastics; 4 — salt water; 5 — sound curves with characteristic pipeline distortion (continuous line); 6 — location of EM profile (EM-31); 7 — location of pipeline in the model; 8 — location of pipeline from EM data

Рис. 92. Выявление и прослеживание трубопровода электромагнитным профилированием (с. Фаркашдьепю):

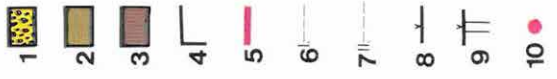
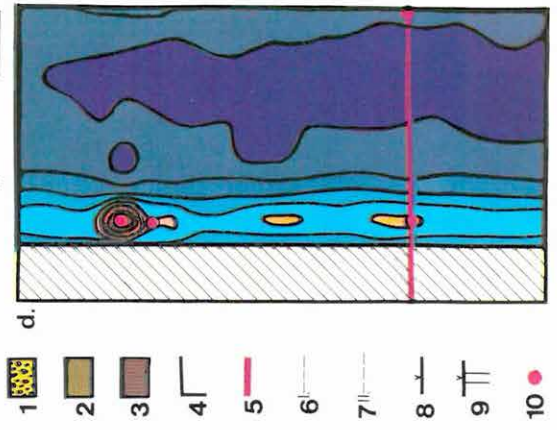
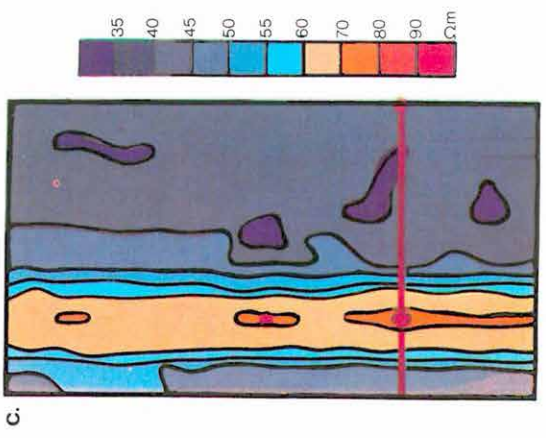
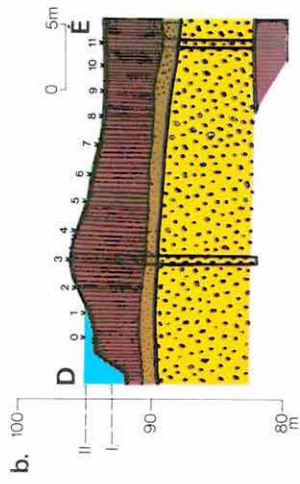
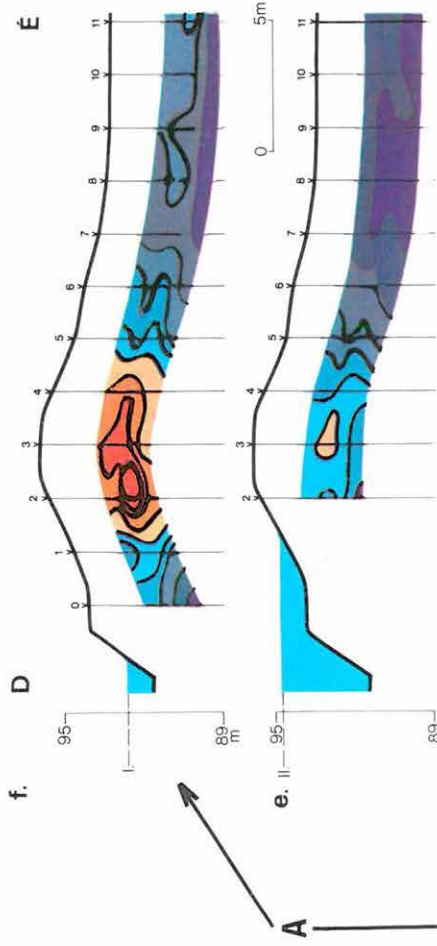
a) Профиль ЧЗ (Макси-Проб)

b) Результаты физического моделирования (в Шопронской Лаборатории по электромагнитному моделированию)

c) Действительная компонента измеренного магнитного поля (ЕМ-31)

d) Разрез кажущейся проводимости (ЕМ-31 при высоте прибора в 1 м и при горизонтальном положении катушек)

1 — триасовый фундамент; 2 — олигоценный осадочный чехол; 3 — пластмасса; 4 — соленая вода; 5 — кривые зондирования с характерными искажениями от трубопроводов (сплошные линии); 6 — линия профиля электромагнитных измерений (ЕМ-31); 7 — положение трубопровода в модели; 8 — предполагаемое положение трубопровода, по данным измерений.



93. ábra. Árvízvédelmi gát vizsgálata EM térképezéssel és szondázással (Csepel sziget, Makád-III. számú belvízcsatorna gátja)

a) A mérési terület tömbszelvénye

b) A geofizikai mérések alapján szerkesztett földtani szelvény

c-d) Látszólagos fajlagos ellenállás térképek száraz állapotban ill. vízterhelés alatt (EM-31 műszer, műszermagasság: 1 m, horizontális tekercsek)

e-f) Látszólagos fajlagos ellenállás-látszólagos mélység szelvények vízterhelés alatt ill. száraz állapotban (EM-31 műszer, műszermagasság: 0; 0,5; 1,0; 1,5 méter, függőleges tekercsek)

1 — kavics, homok; 2 — aleurit; 3 — agyag; 4 — EM-térképezés határa; 5 — EM-szondázások nyomvonala; 6-7 — vízszint a csatornában; 8 — EM-szondázások helye; 9 — mérnökgeofizikai szondázás szelvényben; 10 — mérnökgeofizikai szondázás helye térképen; A — mérések száraz állapotban; B — mérések vízterhelés alatt

Fig. 93. Investigation of a flood-control dam using EM mapping and sounding (Csepel Island, dam of drainage canal Makád III)

a) Block diagram of the area

b) Geological cross section based on geophysical data

c-d) Apparent resistivity maps with dam in dry state and under water load (EM-31 instrument, instrument height: 1 m, horizontal coils)

e-f) Apparent resistivity versus apparent depth sections with dam under water load and in dry state (EM-31 instrument, instrument heights: 0,0.5, 1.0 and 1.5 m, vertical coils)

1—gravel, sand; 2—silt; 3—clay; 4—boundary of EM mapping; 5—line of EM soundings; 6-7—water level in the canal; 8—location of EM sounding; 9—penetration sounding in cross section; 10—location of penetration sounding in maps; A—measurements with dam in dry state; B—measurements under water load

Рис. 93. Исследование дамбы, предохраняющей от наводнений, путем электромагнитных съемки и зондирования (о-в Чепель, с. Макад, дамба канала № 3):

a) Блок-диаграмма участка измерений

b) Геологический разрез, составленный по результатам геофизических измерений

c-d) Карты кажущихся удельных сопротивлений в сухом и обводненном состояниях (прибор EM-31, высота прибора — 1 м, положение катушек — горизонтальное)

e-f) Профили кажущееся удельное сопротивление — кажущаяся глубина в сухом состоянии и под водной нагрузкой (прибор EM-31, высоты положения прибора — 0,0, 0,5, 1,0 и 1,5 м; положение катушек — вертикальное)

1 — галечники, пески; 2 — алевроиты; 3 — глины; 4 — контур электромагнитной съемки; 5 — линия профиля электромагнитных зондирования; 6-7 — уровень воды в канале; 8 — пункт электромагнитного зондирования; 9 — пункт инженерно-геофизического зондирования; 10 — положение установки инженерно-геофизического зондирования A — измерения в сухом состоянии; B — измерения под водной нагрузкой

ceptibilitás változásra érzékeny valós komponens mérésének jelentőségét. Ahol a vezetőképesség változást geológiai hatás okozza, ott a valós komponens közel konstans, míg a csővezeték helyén éles anomália alakul ki.

A Csepel szigeten, Makád térségében a Középdunavölgyi Vízügyi Igazgatósággal (BUVIZIG) közösen végzett kísérleti méréssorozat célja olyan geofizikai módszer együttes összeállítása volt, amellyel a töltések anyagának minél gyorsabb és minél teljesebb vizsgálata lehetséges, a töltésekben vízterhelés hatására létrejött változások minimális számú mintavétellel kimutathatóak legyenek.

A terheletlen, száraz állapotban végzett EM térképezés és szelvényezés eredményét a 93. ábrán hasonlítjuk össze vízterhelés alatt végzett mérésekkel. A gát felépítését mérnökgeofizikai szondázások felhasználásával határoztuk meg (93/b ábra). Az EM szelvényezés eredményét a korábban ismertetett módon szerkesztett látszólagos fajlagos ellenállás-látszólagos mélység szelvény formájában adtuk meg (93/e és f ábra). Látható, hogy alacsony vízszintnél a töltést felépítő agyagos aleurit fajlagos ellenállása környezetéhez képest nagy, amely a vízelöntés hatására csökken. A töltés vízterhelés alatt geoelektromos szempontból közel homogénné válik. Eddigi kísérleti méréseink alapján valószínűsíthetjük, hogy EM mérésekkel az átázás folyamata követhető és a kritikus helyek — ahol a gáttest oly mértékben károsodhat, hogy az rézsúcsúszást, súvadást, esetleg gátszakadást okozhat — kijelölhetők.

Hivatkozások

- FROHLICH A. and LANCASTER W. J. 1986: Electromagnetic surveying in current Middle Eastern archeology. Application and evaluation, *Geophysics* **51**, 7, pp. 1414–1425
- KAUFMAN A. A. and KELLER G. V. 1983: Frequency and transient sounding. Elsevier, Amsterdam–Oxford–New York, 685 p.
- MCNEILL J. D. 1980: Electromagnetic terrain conductivity measurements at low induction number. Technical Notes TN-6, Geonics Ltd.
- SIMON P., VERŐ L., VINCZE L. 1986: Terepi adattároló és előfeldolgozó egységek geofizikai műszerekhez. ELGI 1985. évi jelentése, pp. 100–107

2.2.5 Az ISODEM terepi mérésvezérlő és adatgyűjtő egység fejlesztése*

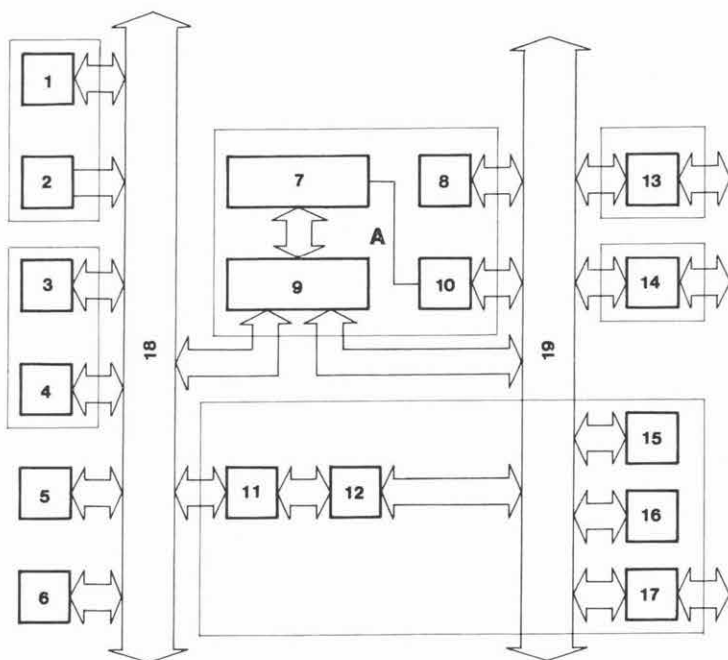
A 80-as évek elején az INTERGEOTECHNIKA KGST program keretében terveztük a PURO terepi geoelektromos adatgyűjtő és előfeldolgozó egység fejlesztését. Több évi munka és jó néhány szakértői tanácskozás után be kellett látnunk, hogy a feltételek még nem értek meg egy ilyen terepi számítógép létrehozásához, de használatához sem. Egyrészt a beszerezhető alkatrészek és perifériák nem tették lehetővé a feltétlenül szükséges kis fogyasztás elérését, másrészt nem léteztek azok a geofizikai mérőműszerek sem, amelyeket hozzá lehetett volna kapcsolni a tervezett PURO-hoz. Az pedig bebizonyosodott, hogy a műszerről leolvasott adatok billentyűzet útján való bevitele körülményes, vagyis a gyakorlatban nem vált be. A 80-as évek második felére a helyzet kedvezően változott. A szovjet gyártmányú K-588 processzor és a CMOS statikus RAM-ok a célnak már megfelelnek, képesek ellátni a geofizikai adatok előfeldolgozását és a mérések vezérlését is. Ugyanakkor saját fejlesztésünk eredményeként, de a Szovjetunióban is megjelentek olyan geoelektromos műszerek, amelyekhez csatlakoztatható — szabányos csatoló elemek segítségével — adatgyűjtő, előfeldolgozó egység. Ezért 1985-ben, kissé megváltoztatott célkitűzéssel, de alapjában véve a PURO fejlesztés újraindítását javasoltuk. Szovjet részről a novoszibirszki SziIGGIMSZ lett a partnerünk ebben a munkában.

1985-ben Novoszibirszkben kétoldali tanácskozáson határoztuk meg a műszaki követelményeket. 1986-ban ez a műszerfejlesztés bekerült a KGST által kidolgozott Műszaki-Tudományos Haladás Komplex Programjába (1.4.6. feladat, Új műszaki eszközök fejlesztése és gyártása a földtani munkálatok elvégzéséhez). 1986 októberében írtuk alá a kutatás-fejlesztési munkára vonatkozó szerződést. Az abban megadott ütemtervnek megfelelően 1987-ben elkészült a teljes berendezés laboratóriumi változata. A bemérés után, 1987 végén a szovjet szakértőkkel közösen ellenőriztük a hardware egységeket, a rendszerprogramot és a berendezés kompatibilitását az Elektronika 60 számítógéppel. A kedvező eredmények után átdolgoztuk egy számítógépes szűrési eljárás FORTRAN nyelven írt programját és ezt sikerült lefuttatni berendezésünkön. Ez a futtatás is megmutatta, milyen szolgáltatásokat tud ez a berendezés nyújtani — adatok beolvasása kazettáról, az adatok megjelenítése képernyőn, adatmódosítás, majd a program lefutása után az eredmények megjelenítése, tárolása kazettán — és milyen terjedelműek azok a programok, amelyeket minden nehézség nélkül, hatékonyan lehet futtatni.

A megváltozott célkitűzésekre azzal is kívántunk utalni, hogy megváltoztattuk a berendezés nevét (ISODEM). A 94. ábrán látható az ISODEM blokkvázlata, az 1988-ra tervezett továbbfejlesztéssel együtt.

A valós idejű óra (1) feladata a mérési folyamathoz szükséges időzítéshez az időalap biztosítása, az időzítő jelek előállítás. A pontos időt kikapcsolt állapotban is méri. A billentyűzet (2) révén, amely a teljes latin és cirill alfanumerikus karakterkészletet tartalmazza, tartja a kezelő a kapcsolatot a központi egységgel. A központi egység (3, 4) a K-588, DEC kompatibilis, 16 bites CMOS mikroprocesszorból épül fel, amelyhez — a geofizikai algoritmusoknak a méréssel egyidejű végrehajtásánál előnyös — gyorsorozzó áramkör kapcsolódik. A továbbfejlesztés során a jelenlegi 160 Kbyte memóriát (5) 0,5 Mbyte-ra fogjuk bővíteni. A kijelző (6) 512×256 képpont felbontású, alkalmas alfanumerikus és grafikus információ egyidőben való megjelenítésére.

* Gyenge L., Verő L.



94. ábra. Az ISODEM terepi mérésvezérlő és adatgyűjtő egység blokkvázlata az 1988-ra tervezett további fejlesztéssel

1 — valós idejű óra; 2 — billentyűzet; 3 — gyorszorzó áramkör; 4 — K588-ból felépített CPU; 5 — 0,5 Mbyte memóriabővítés; 6 — grafikus display; A — előfeldolgozó blokk: 7 — lebegőpontos aritmetikai processzor; 8 — memóriabővítés; 9 — multiplexer; 10 — időzítő; 11 — illesztő a K588 buszhoz; 12 — Z80 processzor; 13 — RS-232-C illesztő; 14 — IEC-625 (IEEE-488) illesztő; 15 — kazettás magnetofon; 16 — grafikus nyomtató; 17 — párhuzamos illesztő; 18 — K588 busz; 19 — Z80 busz

Fig. 94. Block diagram of the field data acquisition and measurement control unit ISODEM (with further developments planned for 1988)

1—real-time clock; 2—keyboard; 3—high-speed multiplier unit; 4—CPU built of K588; 5—0.5 Mbyte memory extension; 6—graphic display; A—preprocessing unit: 7—floating point arithmetic processor; 8—memory extension; 9—multiplexer; 10—timer; 11—interface to K588 bus; 12—Z80 processor; 13—RS-232-C interface; 14—IEC-625 (IEEE-488) interface; 15—cassette recorder; 16—graphic plotter; 17—parallel interface; 18—K588 bus; 19—Z80 bus

Рис. 94. Блок-схема установки ИШОДЕМ по управлению полевыми измерениями и сбору данных с указанием разработок, предусматриваемых на 1988 г.

1 — часы истинного времени; 2 — клавиатура; 3 — узел быстрого умножения; 4 — ЦП на K588; 5 — расширитель памяти на 0,5 мбайт; 6 — графический дисплей; А — блок предварительной обработки; 7 — арифметический процессор с плавающей запятой, 8 — расширитель памяти, 9 — мультиплексер, 10 — синхронизатор; 11 — интерфейс к бусу K588; 12 — процессор Z80; 13 — интерфейс RS-232-C; 14 — интерфейс IEC-625 (IEEE-488); 15 — кассетный магнитофон; 16 — печатающее/вычерчивающее устройство; 17 — параллельный интерфейс; 18 — бус K588; 19 — бус Z80

Az A jelű előfeldolgozó blokkot az egyes mérési eljárásokhoz kapcsolódó feladatoknak megfelelően lehet kialakítani; alapegységei a lebegőpontos aritmetikai processzor (7), a memória bővítés (8), a multiplexer (9) és az időzítő (10).

A különböző geofizikai műszerekkel, perifériákkal és számítógépekkel a kapcsolatot szabványos (soros, párhuzamos, RS-232-C, IEC-625) csatoló elemek biztosítják (11, 13, 14, 17). A Z80 processzor (12) és buszrendszere (19) a sokoldalú felhasználhatóságot teszi lehetővé a K588 saját busza (18) mellett.

Az ISO-3407 nemzetközi szabványnak megfelelő kazettás magnetofon (15) háttértárolóként szolgál, egyben biztosítja a kapcsolatot más számítógépekkel. A grafikus nyomtató (16) segítségével képernyő másolat készíthető.

Az ábrán nincs külön feltüntetve a tápegység, amely előállítja az elektronika számára szükséges tápfeszültségeket. A fogyasztás csökkentése érdekében a tápegység azonnal kikapcsolja az éppen nem használt részeket.

A kutatás-fejlesztési szerződés lezárását 1988-ban terepi próbák fogják jelenteni, egyrészt meg kell bizonyosodni az ISODEM terepálló kivitelének megbízható működéséről, másrészt össze kell kapcsolni a berendezést a szovjet fél által fejlesztett geofizikai mérőműszerekkel. Ezen feladatok sikeres megoldása után kerülhet sor a végleges változat három példányának elkészítésére.

2.3.1 Neutron terek elméleti modellezése*

1987-ben készült el a HOLLO programcsomag a Budapesti Műszaki Egyetem (BME) Tanreaktorának közreműködésével. Az IBM PC/AT számítógépen futtatható programcsomag feladata: neutron-neutron lyukszelvényezésnél a szondák körül kialakuló neutron sugártér számítása Monte-Carlo módszerrel. A program számára inputként kell megadni a fúrólyuk körüli közet és a fúróiszap elemi összetételét, a szondához használt neutronforrás energia spektrumát, továbbá a fúrólyuk és a szonda geometriai adatait. A program a különböző anyagok neutronfizikai paramétereinek meghatározásához egy 47 energiacsoportos nukleáris adattárat használ, ennek megfelelően a neutronspektrumokat is 47 csoportban számítja. A szonda és a fúrólyuk viszonyainak leírásához öt különböző régióval (paraméter csoporttal) dolgozik a program. Ezek: a forrás, a moderátor, a detektor, a fúrólyuk és a közet régió. Lehetőség van aszimmetrikus szonda elhelyezkedések figyelembevételére is. A HOLLO program csomag különböző funkciójú részprogramjairól a V. táblázat ad áttekintést az input és output adatállományok típus megjelölésével (kiterjesztésének elnevezésével) együtt.

Program neve	Funkciói	Input adatállomány	Output
HOLLO H L P	Áttekintő táblázat megjelenítése	—	—
HOLLO R E G	Régiók számozásának ábrázolása	—	—
HOLLO M A T	Anyagi paraméterek bekérdezése	—	.hom
HOLLO M T A	Anyagi paraméterek megjelenítése	.hom	—
HOLLO G E O	Geometriai paraméterek bekérdezése	—	.hog
HOLLO G T A	Geometriai paraméterek megjelenítése	.hog	—
HOLLO S P E	Forrás-spektrum bekérdezés	—	.hos
HOLLO S T A	Forrás-spektrum megjelenítése	.hos	—
HOLLO L I B	Makroszkopikus adattár létrehozása	.hom	.hox
HOLLO M C I	Monte-Carlo számítás	hollonuc.hol	.hor
		.hox	
		.hog	
		.hos	
HOLLO R E S	Számítási eredmények megjelenítése	.hor	—
HOLLO P R I	Számítási eredmények kinyomtatása	.hor	—

V. táblázat. A HOLLO programcsomag részprogramjainak áttekintése

* Andrassy L., Baráth I., Fehér S. (BME)

A HOLLO programok segítségével neutronspektrumokat számoltunk az Országos Kútgeofizikai Metrológiai Bázis (OKMB) mészke, homokkő és víz etalonjaira. Első lépésként elkészítettük az adott fizikai modelleknek megfelelő geometriai (.hog kiterjesztésű) és anyagi összetételű (.hom kiterjesztésű) adatállományokat. Ezek közül példaként az VI. és VII. táblázatban a bolgár Vraca mészke modellre kiszámított geometriai és anyagi adatállományt foglaltuk össze olyan formában, ahogy azt a számítógép is megjeleníti. A geometriai adatállományt az OKMB kísérleti 60 mm-es kompenzált rendszerű neutron szondájára — 35, 40, 50 és 60 cm-es szondahosszakra — számítottuk ki.

A tényleges Monte-Carlo számítások előkészítéseként a következő lépés az adott összetételű közetmodelleknek megfelelő makroszkopikus hatáskeresztmetszeti (.hox kiterjesztésű) adatállományok létrehozása volt. Ehhez a feladathoz a HOLLO L I B programot használtuk, amely a nagy terjedelmű hollonuc.hol mikroszkopikus hatáskeresztmetszeti adattárból összeállítja az ugyancsak jelentős terjedelmű 47 csoportos (.hox kiterjesztésű) makroszkopikus adatállományokat.

Fúróluk-átmérő	21,40 cm
Szonda-átmérő	6,00 cm
Szonda excentricitása a fúrólukban	100,00 %
Szonda forrás-régiójának hossza	9,50 cm
Szonda moderátor-régiójának hossza	14,00 cm
Szonda detektor-régiójának hossza	150,00 cm
A forrás középpontjának a szonda aljától mért távolsága	7,50 cm
A detektor aktív térfogata	88,31 cm ³
A detektor középpontjának a szonda aljától mért távolsága	60,00 cm

VI. táblázat. Geometriai adatállomány (.hog) bolgár Vraca mészke modellre

régió	1	2	3	4	5
Fajsúly [10 ³ kg/m ³]	2,45900	1,00000	7,80000	1,60000	0,00143
Tömeg- arányos elemi össze- tétel	O ₁₆ 0,4509 H ₁ 0,0597 C ₁₂ 0,1128 Ca 0,3765	H ₁ 0,1111 O ₁₆ 0,8889	Fe 1,0000	C ₁₂ 1,0000	O ₁₆ 1,0000

VII. táblázat. Az anyagi összetételre vonatkozó adatállomány (.hom) bolgár Vraca mészke modellre

A régiók számozása: 1 – fúróluk körüli térség (közet); 2 – fúrófolyadék (fúróiszap); 3 – szonda forrás-régió; 4 – szonda moderátor-régió; 5 – detektor aktív térrész

Ezek után a HOLLO M C 1 Monte-Carlo program segítségével az említett 4 szondahossz mellett elméleti neutronspektrumokat számoltunk ki a detektor helyén a bolgár *Vraca* (VL-214) mészkő-, a lengyel *Zerkovic* homokkő (ZS-214) és a görög *Nikisziannis* (GM-214) márványmodellre. A kiszámított neutron spektrum alapján megvizsgáltuk:

— a reprodukálhatóságot és a számítási idő optimalizálását. Példaként a VIII. táblázatban bemutatjuk a ZS-214 homokkő modellre a 180 perces ismételt számítások eredményeit. A táblázat egyes oszlopaiban az egyes csoportok összevonásával kapott integrált relatív fluxusértékek láthatók;

szondahossz cm	termikus	termikus + epitermikus		
	46	46+45	46+45+44	46+45+44+43
40	0,1027330	0,2138053	0,5654033	0,7822133
50	0,0592473	0,1180540	0,1845548	0,2780595
ismétlés	0,0592476	0,1195090	0,1866559	0,2803234
ismétlés	0,0594240	0,1156090	0,1742605	0,2740775
60	0,0199052	0,0708630	0,0792201	0,1033025
70	0,0043781	0,0165269	0,0328313	0,0625438

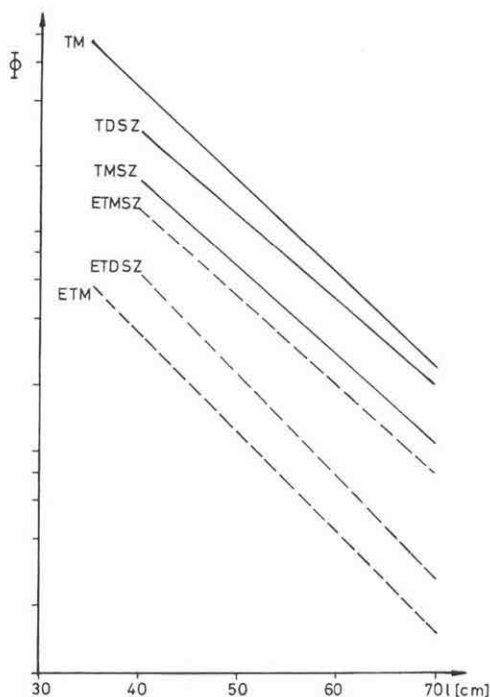
VIII. táblázat. ZS-214 homokkő modellben, Monte-Carlo számítások segítségével meghatározott integrált relatív fluxusértékek, 180 perces számítási időt alkalmazva

46 csoport: $E=10^{-3}$ –0,414 eV; 45+46 csoport: $E=10^{-3}$ –0,876 eV; 44+45+46 csoport: $E=10^{-3}$ –1,85 eV; 43+44+45+46 csoport: $E=10^{-3}$ –5,04 eV

	I_{40} $\times 10^{-3}$	I_{50} $\times 10^{-3}$	I_{60} $\times 10^{-3}$	I_{70} $\times 10^{-3}$	L_f [cm]	P [%]
TDSZ	142,0	61,0	25,0	9,9	14,24	7,97
TMSZ	63,8	28,0	9,5	3,7	13,14	10,21
ETDSZ	32,0	11,0	3,8	1,3	11,35	15,50
ETMSZ	88,3	33,1	12,9	5,4	13,39	9,65
	N_{35} [cps]	N_{40} [cps]	N_{65} [cps]	N_{70} [cps]	L_f [cm]	P [%]
TM	386,36	223,77	20,17	12,16	12,77	11,10
ETM	29,11	17,05	1,30	0,75	11,86	13,72

IX. táblázat. VL-214 Mészkő modellre ($P = 10,5\%$) négycsoportos diffúziós elméleti számítások, Monte-Carlo számítások és kísérleti modellmérések eredményeinek összehasonlítása

I – relatív neutron fluxus különböző szondahosszaknál; L_f – fékezési úthossz; P – porozitás; N – beütésszám (cps); TDSZ – termikus négycsoportos diffúziós számítás; TMSZ – termikus Monte-Carlo számítás; TM – termikus mérés; ETDSZ – epitermikus négycsoportos diffúziós számítás; ETMSZ – epitermikus Monte-Carlo számítás; ETM – epitermikus mérés



95. ábra. VL-214 mészkő modellre — termikus (T) és epitermikus (ET) neutronokra — végzett Monte-Carlo számítások (MSZ), négycsoportos diffúziós elméleti számítások (DSZ) és modellmérések (M) összehasonlítása

l — szondahossz; Φ — relatív fluxus

Fig. 95. Comparison of Monte Carlo calculations (MSZ) theoretical four-group diffusion calculation (DSZ) and model measurements (M) on the VL-214 limestone model—for thermal (T) and epithermal (ET) neutrons

l —sonde length; Φ —relative flux

Рис. 95. Сопоставление расчетов способом Монте-Карло (MSZ), теоретических вычислений четырехгрупповой диффузии (DSZ) и модельных измерений (M) для тепловых (T) и надтепловых (ET) нейтронов на известняковой модели VL-214

l — длина зонда; Φ — относительный поток



96. ábra. MOLE műszer teljes kiépítésben

Fig. 96. Complete MOLE well logger

Рис. 96. Аппаратура MOLE в полной конфигурации

— a Monte-Carlo elméleti számítások, a négycsoportos diffúziós elméleti számítások és a kísérleti termikus-epitermikus mérések összehasonlítását. A VL-214 mészkő modellre a négy különböző szondahosszal elvégzett Monte-Carlo számításokat összehasonlítottuk a négycsoportos diffúziós elméleti számítások és kísérleti termikus/epitermikus modellmérések eredményeivel. A számítások és mérések eredményeit a 95. ábrán és a IX. táblázatban láthatjuk. Ez utóbbiban feltüntettük az L_f fékezési úthosszakból kiszámított neutronporozitás értékeket is.

Az 1986-ban készült CSOPAK program segítségével, amely többcsoportos neutron-diffúziós elven működik, 1987-ben különböző típusú képződményekre neutronfizikai paramétereket számítottunk. A számításokat az alábbi képződményre végeztük el:

- különböző porozitású mészkövek
- különböző porozitású homokkövek
- különböző porozitású dolomitok
- pécsi feketekőszén különböző hamu- és nedvességtartalom mellett
- metán (átlagos nyomás és sűrűség mellett)
- kaolinit
- illit
- pirit és egyéb fémes ásványok
- átlagos összetételű bauxit.

Az eredményeket a X. táblázatban foglaltuk össze.

Algoritmust állítottunk fel a diffúziós úthossz, a termikus abszorpciós hatáskeresztmetszet és a neutronporozitás értékek kiszámítására az L_f fékezési úthosszból és meghatároztuk a mészkő, homokkő és dolomit modellekre érvényes paramétereket.

sorszám	mátrix	Sűrűség [10 ³ kg/m ³]	neutronfizikai paraméterek				
			L_f [cm]	L_d [cm]	L_m [cm]	D [cm]	Σ [cm ⁻¹]
1	Tiszta víz	1,000	8,053	2,870	8,552	0,1583	0,019220
2	Mészkö	2,720	24,180	13,140	27,520	1,0640	0,006162
3	Homokkő	2,650	28,260	20,080	34,670	1,4050	0,003485
4	Dolomit	2,870	21,050	15,460	26,120	0,9523	0,003987
5}	Pécsi fekete	1,400	22,220	63,000	66,800	0,9804	0,000247
6}	Szén	1,600	19,440	57,800	60,980	0,8578	0,000256
7	Metán	0,670	3,593	1,976	4,100	0,1073	0,027470
8	Illit	2,640	12,615	7,665	14,762	0,7222	0,012290
9	Kaolinit	2,610	7,217	5,718	9,207	0,3475	0,010630
10	Bauxit	2,740	7,163	3,643	8,036	0,3130	0,023500
11	Bauxit	2,720	6,764	3,343	7,545	0,2869	0,025670
12	Pirit	4,950	27,000	3,390	27,220	0,8572	0,074600
13	Kalkopirit	4,200	25,520	3,330	25,740	0,9469	0,084940
14	Galenit	4,050	38,020	8,317	38,920	2,2960	0,033190
15	Szfalerit	7,400	55,870	11,640	57,070	1,4260	0,010520

X. táblázat. Különböző kőzetmátrixok neutronfizikai paraméterei

L_f – fékezési úthossz; L_d – diffúziós úthossz; L_m – migrációs úthossz; D – diffúziós állandó; Σ – termikus abszorpciós hatáskeresztmetszet

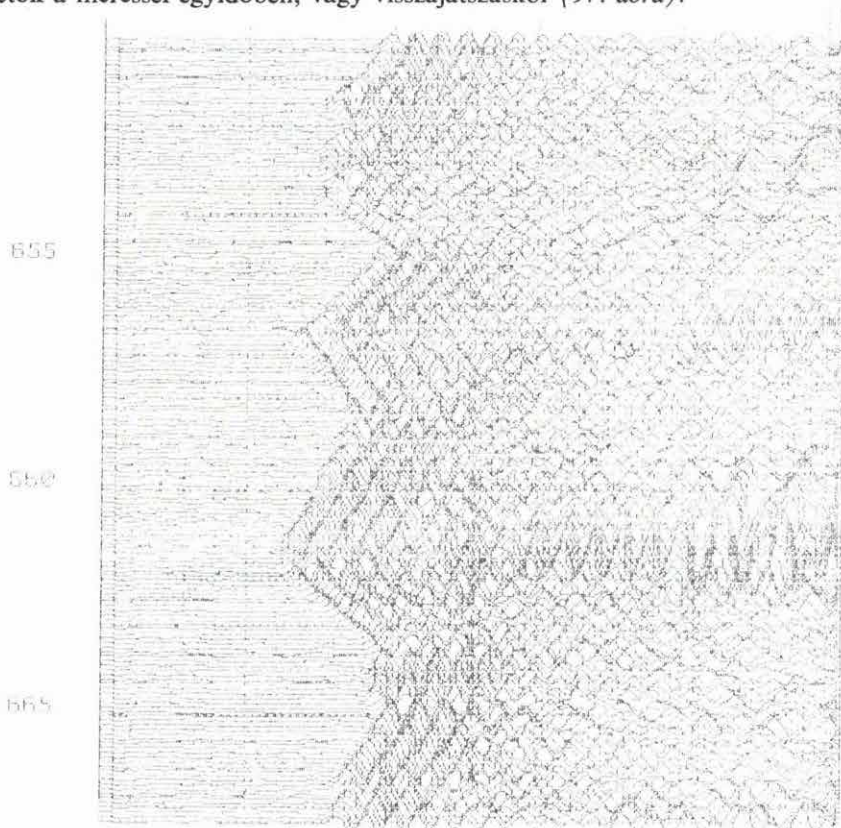
2.3.2 A KD-80 (MOLE) karotázs berendezés fejlesztése*

A KD-80 (MOLE) típusú processzorral vezérelt, osztott intelligenciájú karotázs műszert, amelynek alaptípusát az 1983. évi ELGI jelentésben mutattuk be, a piac igényeinek figyelembevételével továbbfejlesztettük. Bővítettük a műszerrel végezhető mérések skáláját, a méréssel egyidejű feldolgozási és megjelenítési lehetőségeket (96. ábra).

* Bán I., Szongoth G.

A világon az elsők között alkalmaztunk mátrix-printert a drága és nehézkes foto-regisztráló helyett. Ára a direktirónál is alacsonyabb és sokkal megbízhatóbb. 12 szelvény rajzolására alkalmas, a szelvényeket automatikusan feliratozza (szelvény név, skála, mértékegység) és kívánságra mérési fejlécet is rajzol. Ezen megtalálható a fúrási és mérési paraméterek mellett a szelvényezés ideje is. A printer idő- és markerjelet rajzol a szelvények mellett. A szelvényeket 10 féle formátumban tudja megjeleníteni (mm-es és API szabvány, lineáris, ill. logaritmus skála). A berendezésben többféle digitális tárolásra van lehetőség: szilárdtest tároló, kazettás egység és $1\frac{1}{2}$ "-os mágnesszalagos egység (az 3,5"-os floppy egység illesztése most folyik).

A berendezéshez kifejlesztett *akusztikus felszíni egység* az ELGI-ben fejlesztett összes akusztikus szondához alkalmazható. A mérés során 4, 8 vagy 16-szoros hullámkép összegzést végzünk, amellyel a zajt jelentős mértékben csökkentjük. A mért szónikus hullámképek digitálisan rögzíthetők mágnesszalagon, vagy a kazettás egységen, ill. a mátrix-printer nyújtotta előnyöket kihasználva a hullámképek megjeleníthetők a méréssel egyidőben, vagy visszajátszáskor (97. ábra).



97. ábra. A fúrásnál — mátrix-printeren — megjelenített akusztikus hullámkép
Fig. 97. Acoustic waveform as displayed on a matrix printer at the borehole

Рис. 97. Визуализация акустической волновой картины на буровой при помощи матричного печатающего устройства

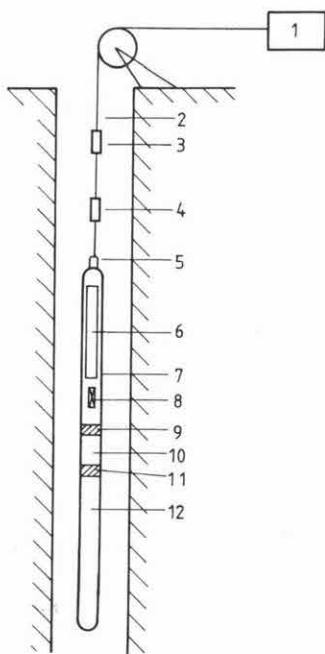
A 256 csatornás spektrális egységgel mért nukleáris spektrumok szintén digitálisan rögzíthetők, ill. a spektrumok a mátrix-printeren megjeleníthetők.

Kidolgoztuk a MOLE berendezés programozható változatát, amelynek segítségével a felhasználók a kutatási terület sajátosságainak megfelelő programokat írhatnak. Ezek a programok beégethetők a központi memóriába, vagy mágnesszalagról olvashatók be a mérés előtt.

Továbbfejlesztettük a méréssel egyidejű feldolgozó programcsomagot, amely teheren, mérés közben, a hitelesítési diagramokat, a félempirikus formulákat, ill. a magadatokat is figyelembe vevő algoritmusok segítségével valós közetfizikai paramétereket határoz meg (sűrűség, hamutartalom, alumíniumoxid tartalom, permeabilitás, kálium-, urán-, thórium-arány, kvázi lithológiai összetétel).

2.3.3 Kombinált nukleáris-laterolog szonda kifejlesztése*

A szilárd ásvány- és vízkutatás céljára kifejlesztett KLL3G-2-80-43SY típusú, 43 mm átmérőjű szonda egyeres páncélkábelben, impulzus üzemben működik és alkalmas egyidejűleg 3-elektrodás laterolog és természetes gamma szelvényezésre. A szonda felépítése a 98. ábrán látható. A szonda fémháza a 3-elektrodás rendszer szerint van kialakítva. A mérőelektroda közvetlen közelében helyeztük el a természetes gamma sugárzást mérő detektort, ezáltal az ellenállás- és természetes gamma szelvények közös mélységpontra rendezése leegyszerűsödik. A szonda-elektronika blokkvázlata a 99. ábrán látható.



98. ábra. A KLL3G-2-80-43SY szonda felépítése

1 — felszíni vezérlő, ill. jelfeldolgozó egység; 2 — egyeres páncélkábel; 3 — kábelfej; 4 — távoli elektroda; 5 — szondafej; 6 — szondaelektronika; 7, 12 — szondaház, ill. védőelektrodák; 8 — szcintillációs detektor; 9 — mérőelektroda szigetelése; 10 — mérőelektroda

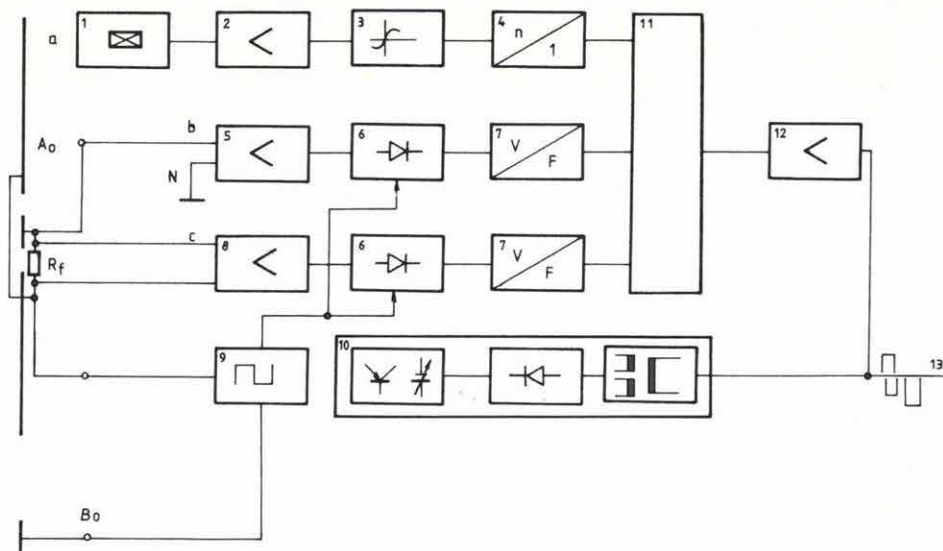
Fig. 98. Construction of the sonde KLL3G-2-80-43SY

1—surface controlling and processing module; 2—single conductor armoured cable; 3—cable head; 4—distant electrode; 5—sonde head; 6—cartridge; 7, 12—probe casing and focusing electrode; 8—scintillation detector; 9, 11—insulation of the potential electrode; 10—potential electrode

Рис. 98. Конструкция зонда KLL3G-2-80-43SY

1 — наземный модуль управления и обработки сигналов; 2 — однопроводный бронированный кабель; 3 — кабельный наконечник; 4 — удаленный электрод; 5 — головка зонда; 6 — электроника зонда; 7, 12 — корпус зонда и фокусирующие электроды; 8 — сцинтилляционный детектор; 9, 11 — изоляция измерительного электрода; 10 — измерительный электрод

* Szentpály M., Korodi G.



99. ábra. A KLL3G-2-80-43SY szonda elektronikai blokkvázlata

a — természetes gamma csatorna; b — feszültségmérő csatorna; c — árammérő csatorna; R_f — figyelő ellenállás; 1 — szcintillációs detektor; 2 — nukleáris erősítő; 3 — komparátor; 4 — impulzusosztó; 5 — mérőfeszültség erősítő; 6 — szinkron egyenirányító; 7 — feszültség/frekvencia átalakító; 8 — mérőáramkör erősítő; 9 — négyzetfeszültség generátor; 10 — tápegység; 11 — impulzuskódoló egység; 12 — végerősítő; 13 — karotázs kábel

Fig. 99. Block diagram of the circuitry of sonde KLL3G-2-80-43SY

a—gamma-ray channel; b—potential channel; c—current channel; R_f —monitoring resistor; 1—scintillation detector; 2—nuclear amplifier; 3—comparator; 4—pulse divider; 5—potential amplifier; 6—synchronous rectifier; 7—voltage/frequency converter; 8—current amplifier; 9—square wave generator; 10—supply unit; 11—pulse encoding unit; 12—final amplifier; 13—logging cable

Рис. 99. Блок-схема скважинной электроники зонда KLL3G-2-80-43SY

a — канал ГК; b — канал измерения напряжения; c — канал измерения тока; R_f — мониторинг резистор; 1 — сцинтилляционный детектор; 2 — ядерный усилитель; 3 — компаратор; 4 — делитель импульсов; 5 — усилитель измерительного напряжения; 6 — синхронный выпрямитель; 7 — преобразователь напряжения в частоту; 8 — усилитель измерительного тока; 9 — генератор четырехугольного напряжения; 10 — источник питания; 11 — устройство кодирования импульсов; 12 — конечный усилитель; 13 — каротажный кабель

A természetes gamma sugárzást NaJ (Tl) kristályra montírozott fotoelektron-sokszorozó érzékeli. A védett áramterű ellenállásmérést a négyzetfeszültség generátor (9) és a mérőerősítő (5,8) végzi. A mérőerősítők részint mérik az A_0 elektróda potenciálját az N -hez képest, részint az R_f (igen kis értékű) ellenállás segítségével az A_0 elektródából kifolyó mérőáramot. A mérőerősítők jelét egyenirányítás után feszültség-frekvencia konverterek dolgozzák fel. A három csatorna kimenő impulzusainak felszínre juttatásáról impulzus kódoló fokozat gondoskodik, mely léptetőregiszteres-tárolós rendszerű, így az impulzus továbbítás *koincidienciamentes*.

Az elektronikát CMOS integrált áramkörökből és nagy stabilitású passzív elemekből építettük fel. A felszínre érkező jelekből processzoros egység számítja ki, a szonda geometriai faktorának figyelembevételével, az ellenállást (U/I mérés). A szonda elektronikát rozsdamentes nyomásálló acélcsőbe — O-gyűrűs tömítésekkel — építettük. Az alsó védő elektróda könnyen lecsavarható, ezáltal a szonda szállítási helyigénye kicsi.

A szonda műszaki adatai:

Detektorok

Természetes gamma

NaJ (Tl) 24×74 + FEU-102

Ellenállás

fémgyűrű, a szondatorzsön szigetelten elhelyezve

Mérési jellemzők

Természetes gamma csatorna

0–2000 μ R/h

holtidő

2–3 μ s

Ellenállás méréshatár

1 Ω m–20 000 Ω m

Tápáram

120 mA

Tápfeszültség

40 V

Nyomásállás

26 MPa

hőállóság

0–80 °C

Méretetek

átmérő

43 mm

hossz

1900 mm

tömeg

kb. 12 kg

alkalmazható felszíni egység

KFU-P sorozat, KD-80

alkalmazható karotázs kábel

hurokellenállás 100 Ω

a két ér közötti kapacitás 0,75 μ F

2.3.4 Speciális geofizikai analizátor (SGA-1000)*

A Radiometria és Elemanalitikai Osztályon kifejlesztettünk egy speciális geofizikai analizátort (SGA-1000). A rendszer előnyösen alkalmazható szcintillációs számlálók, proporcionális detektorok, valamint Si/Li félvezető detektorok jeleinek feldolgozására. Az alábbiakban a Si/Li félvezető detektorral üzemelő, XRF mérőrendszerhez kapcsolt változatát mutatjuk be.

Az eddigi gyakorlattól eltérően az analizátor szerepét egy 8-bites személyi számítógép vette át (C-64). A számítógép típus kiválasztását a jó program ellátottság, a sokoldalú periféria kezelés, a megfelelő grafikai lehetőség és a gazdaságos beszerezhetőség motiválta. A számítógépet kiegészítettük:

1. olyan áramkörökkel, melyek a detektortól a különböző energia szintekkel arányos amplitudójú, felerősített analóg jeleket megfelelő időtartamúra növelik, hogy az analóg-digitál konverter a jel amplitudóját a lehető legkisebb hibával mérje;

2. egy speciális programcsomaggal, hogy a kapott digitális kódot a számítógép fogadni tudja és a hagyományos analizátor funkcióinak megfelelő műveleteket is elvégezze.

* Renner J., J., Volly L.

Ezzel előállítottunk egy korszerű mérő- és feldolgozó rendszert, amely rendelkezik az alkalmazott detektoros technika érzékenységevel és felbontóképességével, valamint a számítógép és a hozzá kapcsolt perifériák révén könnyű, kényelmes adatkezelést és feldolgozást tud biztosítani. Ezek meghaladják az eddigi 1024-csatornás analízátorok lehetőségeit.

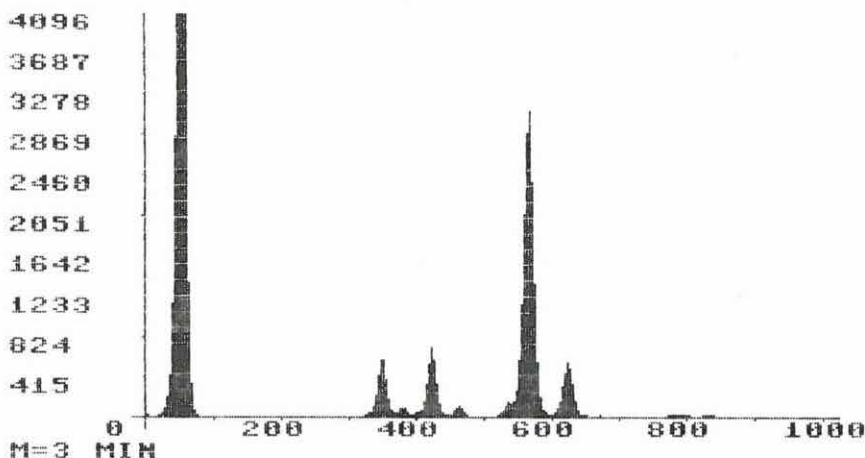
A mérések időtartama és az ismétlések száma a mérések megkezdésekor a számítógéppel történő interaktív indítás során meghatározhatók, majd a mérések automatikusan lefuttathatók. Végül jelzés figyelmeztet, hogy új mérendő mintát helyezünk a rendszerbe.

Megjeleníthető:

- a teljes 1024-csatornás energiaspektrum (100. ábra), vagy annak tetszőlegesen kiválasztott 256-csatornás része (101. ábra),
- bármely csatornába jutó impulzusszám,
- bármely csúcs alatti terület,
- előre meghatározott ablakokba eső impulzusszám.

A mérési eredmények csatornánként és a kiválasztott ablakokba eső impulzusszámok, az ablakok energia határaival együtt táblázatos formában kinyomtathatók (102. ábra). Az egész mérési folyamat (utasítások), beállított paraméterekkel együtt (mérési idő, ismétlések száma, minta neve, mérés dátuma, beállított ablakok helye stb.) mágneslemezen tárolható, s bármikor későbbi feldolgozásra visszahívható.

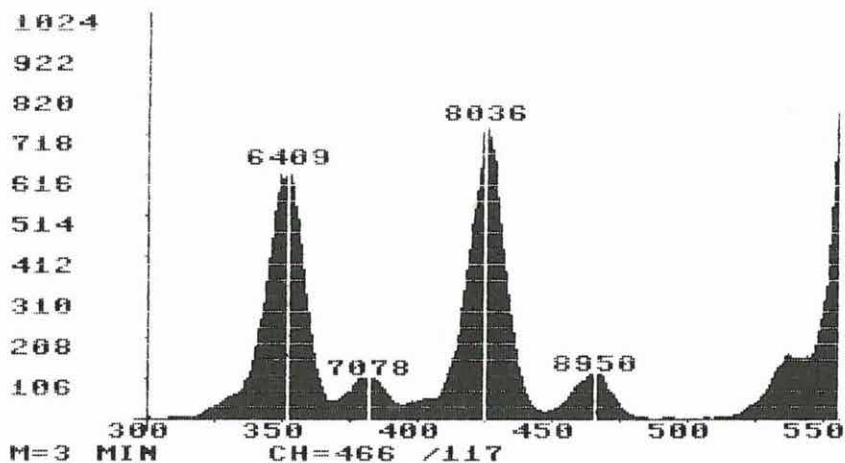
A számítógéppel megvalósított sokcsatornás analízátor módszertani és értelmezői programjának fejlesztése tovább folytatódik a célorientált feladatok automatizálására. Ez a rendszer tökéletesen helyettesítheti a hagyományos analízátorokat az iparban és a laboratóriumokban.



100. ábra. Kőzetminta 1024-csatornás energiaspektruma

Fig. 100. 1024-channel energy spectrum of a rock sample

Рис. 100. 1024-х канальный энергетический спектр образца породы



101. ábra. A 100. ábra spektrumának 256-csatornás kinagyított része

Fig. 101. Enlarged 256-channel part of the spectrum of Fig. 100

Рис. 101. 256-и канальная увеличенная часть спектра на рис. 100

DATE- : 880201-PM:02:05
 MEASUREMENT NUMBER : 880201-0205/002
 MEASURING TIME : 3 min.
 NO. OF PARALLEL M. : 5

FEALFA	8936	8825	8952	8859	9116
FEBETA	1531	1500	1458	1422	1505
CUALFA	10324	9902	10248	9815	10160
CUBETA	1783	1773	1754	1651	1756
SEALFA	48705	47837	48501	47500	48544
SEBETA	9487	9288	9369	9050	9378

DESIG- NATION	FIRST CHANNEL	LAST	MEAN	DEVI- ATION
FEALFA	333	365	8937	112
FEBETA	370	392	1483	43
CUALFA	410	440	10089	221
CUBETA	454	482	1743	53
SEALFA	550	586	48217	520
SEBETA	609	647	9314	163

102. ábra. Mérési eredmények táblázatos megjelenítése

Fig. 102. Display of measurement results in tabulated form

Рис. 102. Представление результатов измерения в табличной форме

3 FÖLDFIZIKAI KUTATÁS

3.1 A FÖLDMÁGNESES TÉR VIZSGÁLATA*

A Tihanyi Observatórium folyamatosan regisztrálta a mágneses komponensek relatív változásait és meghatározta abszolút mérései szintjét. A regisztrátumokból nyert adatokat továbbította a hazai és nemzetközi felhasználóknak ill. adatgyűjtő központoknak.

Az előzetes órátlag feldolgozás és abszolút szint kiegyenlítés alapján a mért komponensek évi középértéke Tihanyban, az 1987,5 epochára:

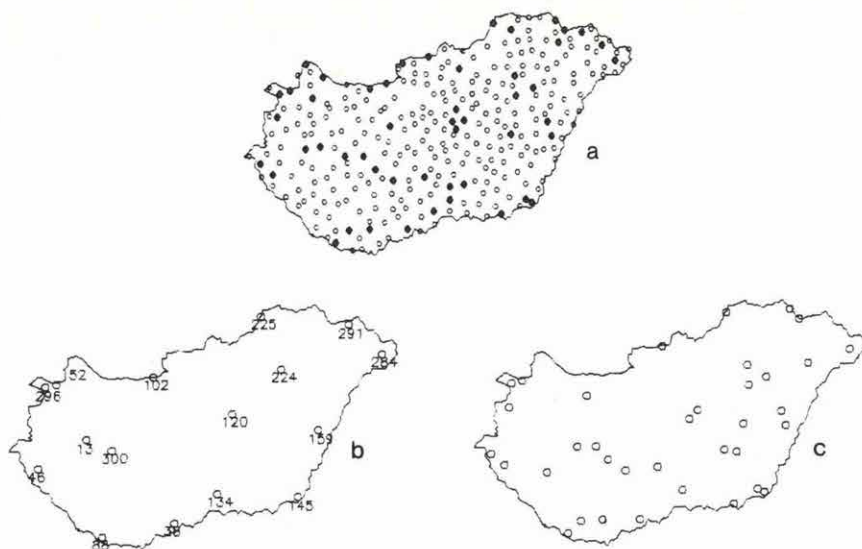
$$\begin{aligned}D &= 1^{\circ}39,1', \\H &= 21\,442 \text{ nT}, \\F &= 47\,487 \text{ nT}, \\Z &= 42\,370 \text{ nT}.\end{aligned}$$

Mágneses méréseink ellenőrzése céljából az év folyamán több összehasonlító mérést végeztünk az MTA GGKI Nagycenki Observatóriumában, ill. a Nurmijärvi Observatórium (Finnország) munkatársa mért Tihanyban. Méréseink a néhány nT-s pontossági követelményen belül jól egyeztek.

Befejeztük az 1986-ban megkezdett szekuláris hálózattervezést és a mérőhelyek rekonstrukcióját. A hazai szekuláris hálózat mérőhelyeit az 1964/65-ös mágneses alaphálózat létesítést és mérést követően az országos háromszögelési hálózathoz kötött mágneses alaphálózat pontjai közül válogatták ki [ACZÉL-STOMFAI 1968]. Az elmúlt 25 évben a szekuláris hálózatterv 103/a ábrán teli körökkel feltüntetett pontjai közül csak a 103/b ábrán jelölt helyeken tudtunk mérni, mert a nagyüzemi mezőgazdasági tevékenység folytán bekövetkező pontpusztulások jelentősen csökkentették az alappontok számát. Így pl. az 1979/80-as országos méréskor a 300 pontos alaphálózat 20%-a használhatatlannak bizonyult. További kedvezőtlen körülmény, hogy a Tihanyi Observatóriumot (300-as azonosítási számú a 103/b ábrán) és a szomszédos nyirádi (13) pontot nem tekintve, csupán 2 szekuláris pont esik az ország belső területére – a megmaradt mérőhelyek többsége a határ menetét követi. A hálózattervezés rekonstrukció a 103/c ábrán bemutatott elrendezésre vezetett. Az Északi-középhegység és a főváros tágabb környezetében földtani és ipari eredetű anomáliák miatt nem telepíthettünk szekuláris pontot.

Az elmúlt két évtized szekuláris méréseinek elsődleges feldolgozása részben már megtörtént [ACZÉL-WALLNER 1980]. 1987 során a szekuláris hálózat pontjaira kiszámítottuk az új nemzetközi mágneses referencia modell (IGRF '85)-ből adódó térerősség értékeket. A számítások eredményeit a 103/b ábrán feltüntetett azonosítási számú pontokra a 104–107. ábrák mutatják. Az IGRF '85 az IAGA által kidolgozott negyedik generációs referencia modell, amely 1960–85 között tízfokú és rendű gömbi harmonikus együtthatókat ad meg a kéreghez kapcsolódónak gondolt anomáliáktól mentes globális földmágneses tér komponenseinek meghatározására.

* Lomniczi T., Körmendi A., Szabó Z.



103. ábra. A magyarországi mégneses szekuláris mérés helyzete

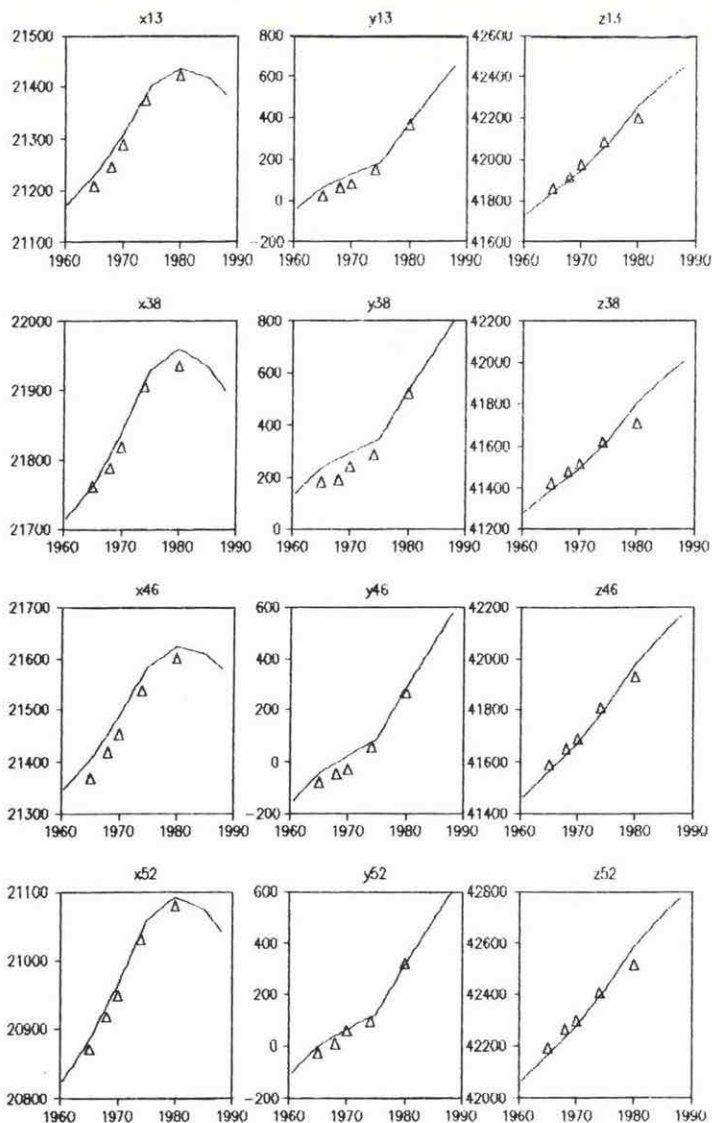
- a) 1965-ös állapot: összes alaphálózati pont a szekuláris hálózatba válogatott pontok kiemelésével (teli körök)
- b) 1965–1980 között rendszeresen mért szekuláris pontok azonosítási számaikkal feltüntetve (300: ELGI Tihanyi Obszervatóriuma, 296: MTA GGKI Nagycenki Obszervatóriuma)
- c) Az 1986/87-ben felújított szekuláris hálózat mérőhelyei

Fig. 103. State of the art of the secular geomagnetic survey in Hungary

- a) Situation in 1965: all points of the base network, point selected into the secular network are shaded
- b) Secular points regularly used between 1965 and 1980, with their identification numbers (300: Tihany Observatory of ELGI, 296: Nagycenk Observatory of the GGRI Ac. Sci. Hung)
- c) Secular network reconstructed in 1986/87

Рис. 103. Вековые магнитные измерения в Венгрии:

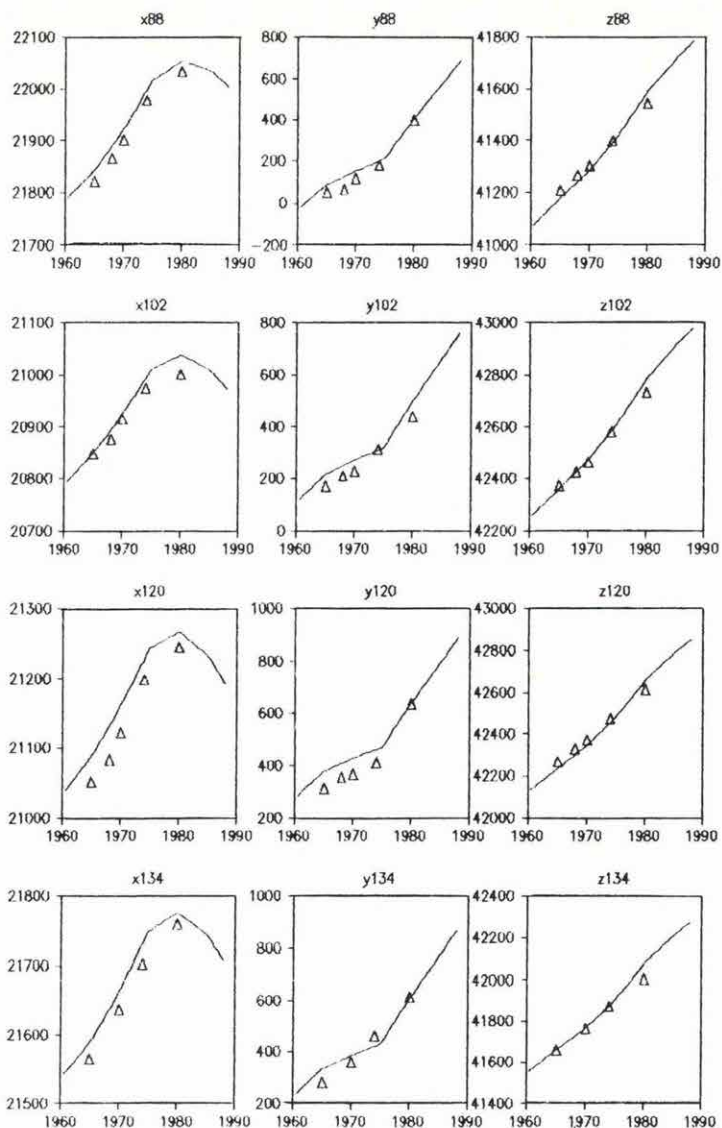
- a) Ситуация на 1965 г.: все пункты опорной сети с обособлением пунктов, отобранных в вековую сеть (залитые круги)
- b) Вековые пункты с систематическими измерениями в период 1965–1980 с обозначением их №№ (300 — Тиханьская обсерватория ЭЛГИ, 296 — Надьценкская обсерватория НИИ Геофизики и Геодезии ВАН)
- c) Пункты измерений по вековой сети, обновленной в 1986–1987 гг.



104. ábra. A feltüntetett azonosítási számú helyeken 1965–80 között mért (háromszögek) és a referencia modellből számolt (IGRF '85 — folytonos vonal) mágneses térerősség X, Y, Z komponensei

Fig. 104. X, Y, Z components of the geomagnetic field recorded on the sites marked with identification numbers, between 1965 and 1980 (triangles) and as calculated from IGRF '85 (continuous line)

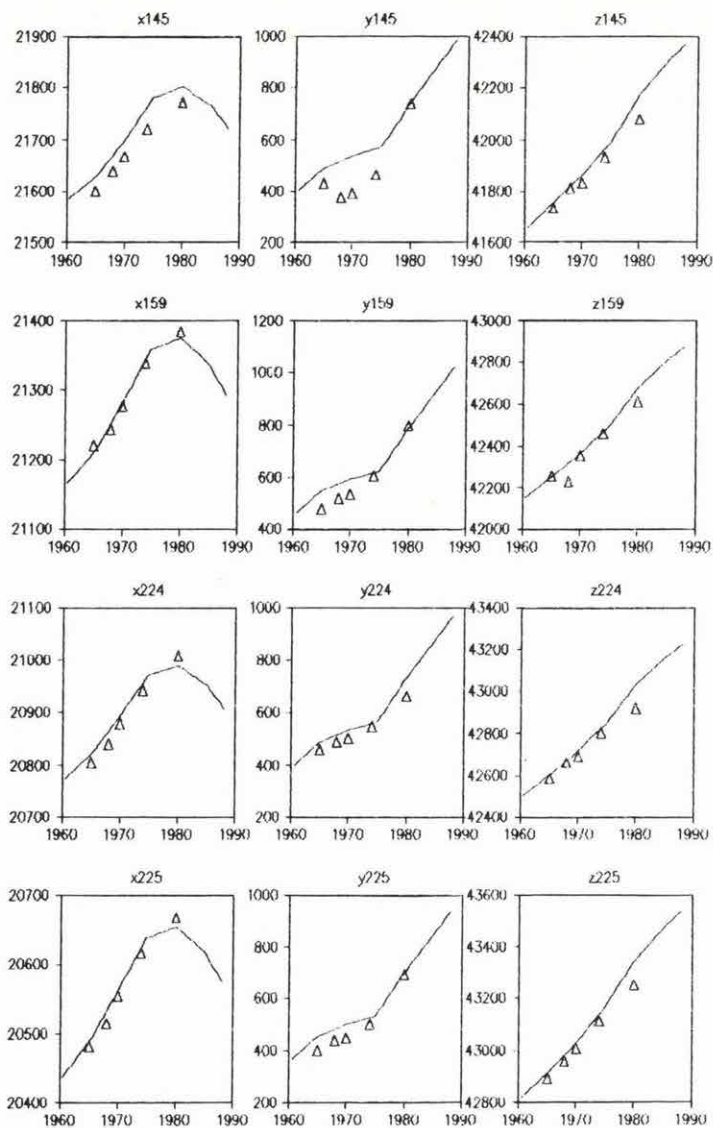
Рис. 104. Компоненты X, Y, Z напряженности магнитного поля, измеренные в период 1965–1980 гг. в пунктах, обозначенных их порядковыми номерами (треугольники), и рассчитанные по опорной модели (IGRF '85 — сплошная линия)



105. ábra. Ugyanaz mint a 104. ábra.

Fig. 105. Same as Fig. 104

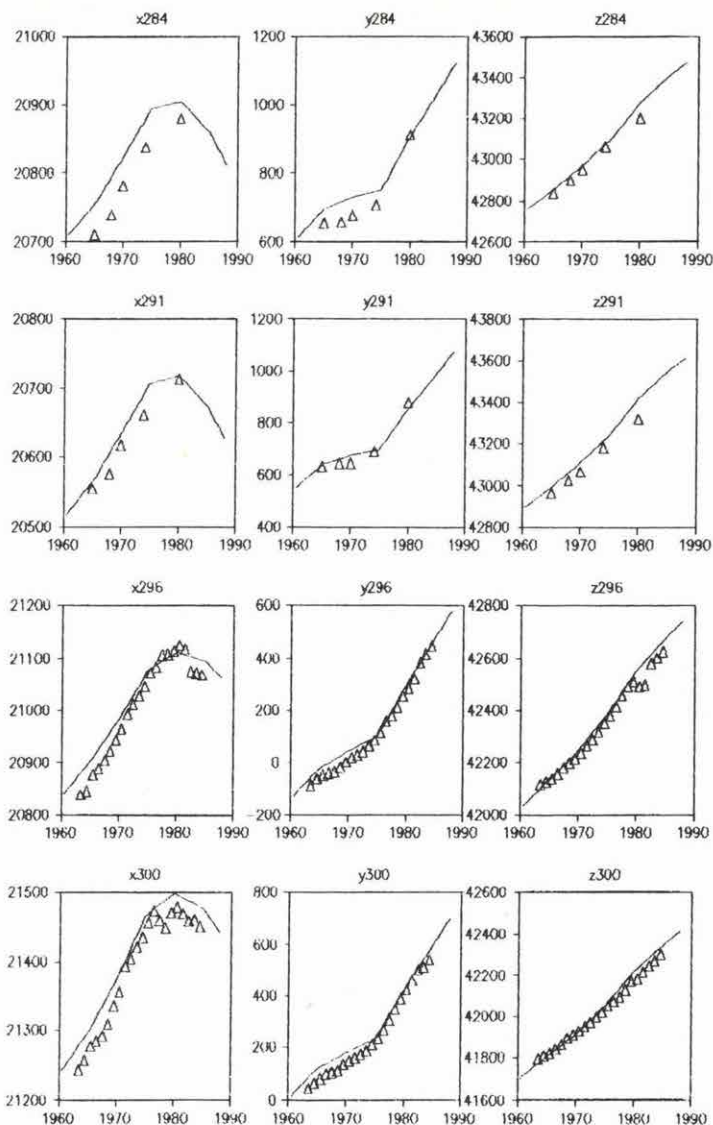
Рис. 105. То же, что и рис. 104



106. ábra. Ugyanaz mint a 104. ábra.

Fig. 106. Same as Fig. 104

Рис. 106. То же, что и рис. 104



107. ábra. Ugyanaz mint a 104. ábra.

Fig. 107. Same as Fig. 104

Рис. 107. То же, что и рис. 104

A modell 1965,0, 1975,0 1980,0 epochára vonatkozó több százezer felszíni és szatellita komponensmérés adatainak kiegyenlítéséből származik. A gömbi együttthatók időbeli változását az obszervatóriumi hálózat éves adatai alapján írták le ill. extrapolálták az 1985,0 utáni időszakra [IAGA Division I. 1985, PEDDIE 1982]. Összehasonlító vizsgálataink az új modell IAGA által kért ellenőrzését szolgálják.

Feltételezve, hogy az IGRF '85 globális tér leírása az eredeti célkitűzéseket megvalósítja, hazai szekuláris méréseinkre a következő megállapítások tehetők:

- szekuláris mérőhelyeinkről származó mágneses adataink jó követik a globális modellel leírt időbeli változást;
- az átlagosan 15–20 nT-s szintkülönbség regionális kéreganomáliaként értelmezhető;
- egységesen követhető a Z-komponens referencia modelltől kissé eltérő gradiensű időbeli változása, amely az előző megállapítást támasztja alá a Kárpát-medencére.

A mérések és a modell bemutatott eltérései anomális kéregbeli mágnesezettségi viszonyokra utalnak, melynek kvantitatív meghatározása a teljes Kárpát régióra vonatkozó adatok feldolgozását igényli. Az is feltehető, hogy nem földtani anomáliáról van szó, hanem a modell esetleges hiányosságaiból eredő szisztematikus hiba okozza az eltérést. Ezekre az új modell széles körű tesztelésének eredményei adhatnak választ.

Hivatkozások

- ACZÉL E., STOMFAI R. 1968: Az 1964–65. évi magyarországi földmágneses alaphálózatmérés. *Geofizikai Közl.* **17**, 3, pp. 5–17
- ACZÉL E., WALLNER Á. 1980: On the geomagnetic field and its secular variations in Hungary. *Gerlands Beitr. zur Geophys.* **89**, 6, pp. 491–498
- IAGA DIVISION I WORKING GROUP 1, 1985: International geomagnetic reference field revision 1985. *J. Geomag. Geoelectr.* **37**, 12, pp. 1157–1163
- PEDDIE N. W. 1982: International geomagnetic reference field: the third generation. *J. Geomag. Geoelectr.* **34**, 6, pp. 309–326

1987-ben befejeződött az Intézet Askania típusú BN-07 jelű regisztráló graviméterének átépítése az ELGI és a Bonni Egyetem Elméleti Geodéziai Tanszékének együttműködése keretében, a Humboldt Alapítvány (NSZK) anyagi támogatásával. A fejlesztés két lényeges elemet foglalt magába:

— elektrosztatikus hitelesítő egységgel láttuk el a műszert a regisztrátum léptékének 0,1 % pontossággal történő meghatározása érdekében. A műszer installálását követően meghatároztuk a kalibráló egység időállandóját (ez az érték 20 percnél bizonyult) és ennek megfelelően olyan hitelesítési eljárást alakítottunk ki, amely biztosítja a 0,05–0,10 % belső pontosságot. Mintegy három hónapos tapasztalat alapján elmondható, hogy a regisztrátumok léptékében az említett megbízhatósági határok között nem mutatható ki jelentős változás. Valószínűnek látszik, hogy — a graviméteres regisztrátumok jel/zaj viszonya következtében — a hitelesítések belső pontossága nem javítható tovább, azaz 0,05 % értéknél kisebb nem lehet.

— a műszer termosztát rendszerének tökéletesítése érdekében a graviméter belső termosztátja termisztoros vezérlést kapott. Ezt az átalakítást a korábbi regisztrátumok maradék görbéinek harmonikus analíziséből nyert eredmények indokolják. Bebizonyosodott ugyanis, hogy a rezidual spektrumok külső termikus hatásokat is tükröznek. Ezek a szisztematikus, és a földárapály vizsgálata eredményeit torzító komponensek a korábbi igen/nem állapotú kettős termosztátrendszer korlátozott hőmérséklet stabilizáló képességéből származnak. Számításaink szerint az új termosztátok ezt a nem kívánatos hőmérsékleti hatást jelentős mértékben csökkenteni tudják. Ezen fejlesztés sikeres voltáról véglegesen azonban csak az 1987–88. évi megfigyelések eredményei alapján dönthetünk.

1988. folyamán kezdjük meg a megfigyelési adatok digitális regisztrálását hajlékony mágneslemezre. Az így nyert adatok számítógépi feldolgozása érdekében már 1987-ben programrendszer kidolgozását kezdtük meg, amely már jelenlegi állapotában is lehetővé teszi az esetleges regisztrálási hibák kiszűrését, az analóg csatorna zéróeltolásának és a műszerjárás hatásának kompenzálását, valamint a feldolgozás végső célját jelentő harmonikus analízis elvégzését.

Az 1986-ban megkezdett elméleti vizsgálatainkat, amelynek célja a földárapály paraméterek földszerkezet okozta változásainak vizsgálata volt, két irányban folytattuk:

a) a korábban vizsgált h , k és l Love-számokon, valamint a gravitációs árapály- $(\delta=1+h-3/2k)$ és a dőlést leíró $\gamma=1+k-h$ tényező elméleti meghatározásán túlmenően a következő további Love-szám kombinációkat határoztuk meg:

* Varga P.

— függőleges extenzometrikus faktor

$$\Sigma_V = a \frac{\partial h}{\partial r} + 2h$$

— vízszintes területi deformációkat leíró faktor

$$\Sigma_H = 2h - 6l$$

— dilatációs faktor

$$\Theta = \Sigma_V + \Sigma_H = a \frac{\partial h}{\partial r} + 4h - 6l;$$

b) megvizsgáltuk a Földmag szerkezetének hatását a Love-számokra, illetve azok δ , γ , Σ_V , Σ_H és Θ típusú kombinációira.

Az a) pontban említett vizsgálatokat az a korábbi eredményünk indokolta [ELGI 1986. évi jelentése pp. 157–162], amely szerint a legmegbízhatóbban regisztrálható gravitációs földárapály tényező esetében csak viszonylag kis variációkkal számolhatunk (0,72%). Ebből következik, hogy ha a földárapály jelenségét a Föld belső szerkezetének meghatározására akarjuk használni, vagy a gravitációs komponenszt kell a mainál lényegesen pontosabban meghatároznunk (ez a törekvésünk tükröződik a már ismertetett műszerfejlesztési programban, hiszen a faktor pontosabb meghatározásának legkomolyabb akadálya napjainkban a műszerhitelesítések nem megfelelő pontossága), vagy pedig meg kell vizsgálnunk a földárapály más, főként technikai okok miatt ritkábban megfigyelt összetevőinek információ tartalmát.

Először azt tisztáztuk, hogy milyen mértékben függnek a Love-számok és kombinációik a longitudinális (α) és transzverzális (β) hullámsebesség, valamint az összenyomási (κ) és nyírási (μ) modulus földköpenybeli változásaitól. Ha a felszíntől a mag-köpeny határig a sebességértékeket $\pm 20\%$ -os határok között 5% -os lépésekkel változtatjuk a PREM*-hez viszonyítva, akkor a longitudinális hullámok esetében azt tapasztaljuk, hogy a variációk hatása alig tükröződik k , h δ és γ értékeiben, de jelentős mértékű az l , valamint a három deformációs tényező (Σ_V , Σ_H és Θ) értékeiben. A XI. táblázatban a sebességváltoztatás $\alpha = \alpha_0 (1 + \epsilon)$ alakjának ϵ értékei vannak feltüntetve (az $\epsilon = 0$ a PREM esetének felel meg).

ϵ	$\Delta k\%$	$\Delta h\%$	$\Delta l\%$	$\Delta \delta\%$	$\Delta \gamma\%$	$\Delta \Theta\%$	$\Sigma_H\%$	$\Sigma_V\%$
-0,20	8,48	28,95	-64,59	12,15	-22,25	79,38	94,48	68,50
-0,15	4,43	14,90	-32,71	6,22	-11,42	40,87	48,14	35,64
-0,10	2,31	7,58	-16,30	3,14	-5,86	20,80	24,31	18,28
-0,05	0,96	3,07	-6,45	1,26	-2,33	8,42	9,78	7,44
+0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
+0,05	-0,31	-2,22	4,69	-0,91	1,68	-6,10	-7,02	-5,43
+0,10	-1,22	-3,89	8,20	-1,60	2,96	-10,71	-12,31	-9,56
+0,15	-1,64	-5,20	10,90	-2,14	3,94	-14,32	-17,41	-12,81
+0,20	-2,00	-6,26	12,90	-2,56	4,74	-17,21	-19,30	-15,43

XI. táblázat. A Loveszámok és kombinációik PREM-hez viszonyított relatív változásai %-ban, a longitudinális hullámok sebességváltozásainak hatására

* Preliminary Reference Earth Model

Ha a köpenyben a transzverzális hullám sebességét változtatjuk $\pm 20\%$ -os határok között, akkor azt tapasztaljuk, hogy azok csak l értékének változásaiban tükröződnek jelentősebb mértékben. A *XII. táblázatban* a sebességváltoztatás $\beta = \beta_0 (1 + \epsilon)$ alakjának ϵ értékei vannak feltüntetve (az $\epsilon = 0$ a PREM esetének felel meg). Említésre méltó, hogy az alkalmazott perturbációk a Love-számok és kombinációik nem lineáris és $\epsilon = 0$ -hoz viszonyított aszimmetrikus változásait okozzák.

ϵ	$\Delta k\%$	$\Delta h\%$	$\Delta l\%$	$\Delta \delta\%$	$\Delta \gamma\%$	$\Delta \Theta\%$	$\Sigma_H\%$	$\Sigma_V\%$
-0,20	26,90	22,38	50,88	1,17	-8,03	6,00	2,46	8,55
-0,15	18,67	15,21	36,34	0,64	-5,28	3,51	1,24	5,14
-0,10	12,27	9,90	23,56	0,36	-3,38	1,64	0,34	2,58
-0,05	5,85	4,63	11,49	0,12	-1,54	0,45	-0,13	0,86
+0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
+0,05	-5,30	-3,97	-10,90	0,00	1,19	0,41	0,89	0,06
+0,10	-10,00	-7,27	-21,57	0,16	2,00	1,85	2,78	1,17
+0,15	-14,01	-9,43	-32,36	0,59	2,16	4,61	6,03	3,58
+0,20	-18,09	-11,46	-43,73	1,15	2,16	9,18	11,20	7,72

XII. táblázat. A Loveszámok és kombinációik PREM-hez viszonyított relatív változásai %-ban a nyíróhullámok sebességváltozásainak hatására

Modellszámításaink egy másik részével azt kívántuk tisztázni, hogy milyen mértékben függnek a Love-számok és kombinációik változásai a rugalmas paraméter anomáliák mélységétől. A vizsgálathoz egy $0,05 r/a$ (a – a Föld sugara, r – a választott mélység) relatív vastagságú, esetenként más és más mélységben lévő gömbi rétegen belül 10% -kal növeltük meg az α és β sebességértéket. Longitudinális hullámok esetében a deformációs tényezőkre kaptuk a legszámottevőbb változásokat (*XIII. táblázat*). A héjak a földsugár 5% -át kitevő vastagságúak, felső határfelületük relatív mélysége (r_{up}/a) látható az első oszlopban. A transzverzális hullámok sebességének 10% -kal történő perturbálása esetén k , h , γ és Σ_H legnagyobb változásai a magköpeny határ környezetében adódtak. Σ_V és Θ deformációs tényező ezzel szemben a felszín közelében a legérzékenyebb a sebességváltozásokra (*XIV. táblázat*). A héjak a földsugár 5% -át kitevő vastagságúak és felső határfelületük relatív mélysége látható az első oszlopban.

r_{up}/a	$\Delta k\%$	$\Delta h\%$	$\Delta l\%$	$\Delta \delta\%$	$\Delta \gamma\%$	$\Delta \Theta\%$	$\Delta \Sigma_H\%$	$\Delta \Sigma_V\%$
1,00	-0,19	-0,92	1,64	-0,42	0,74	-6,30	-2,69	-8,89
0,95	-0,29	-1,01	1,99	-0,43	0,80	-1,62	-3,11	-0,55
0,90	-0,32	-0,95	2,23	-0,39	0,72	-1,59	-3,16	-0,47
0,85	-0,32	-0,71	1,76	-0,29	0,54	-1,22	-2,45	-0,33
0,80	-0,16	-0,47	1,29	-0,19	0,35	-0,80	-1,64	-0,20
0,75	-0,06	-0,24	0,82	-0,10	0,19	-0,45	-0,93	-0,10
0,70	0,00	-0,08	0,35	-0,04	0,07	-0,17	-0,36	-0,03
0,65	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	-0,02	-0,06	0,00
0,60	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

XIII. táblázat. Loveszámok és kombinációik variációi a PREM értékekhez viszonyítva, a longitudinális hullámok sebességanomáliája relatív mélységének (r_{up}/a) függvényében

r_{up}/a	$\Delta k\%$	$\Delta h\%$	$\Delta l\%$	$\Delta \delta\%$	$\Delta \gamma\%$	$\Delta \Theta\%$	$\Delta \Sigma_H\%$	$\Delta \Sigma_V\%$
1,00	-0,09	0,55	-1,17	0,33	-0,54	7,07	1,81	10,85
0,95	-0,19	0,41	-2,81	0,30	-0,46	1,07	2,68	-0,09
0,90	-0,45	0,11	-3,63	0,24	-0,30	0,86	2,72	-0,48
0,85	-0,80	-0,37	-3,63	0,12	-0,03	0,31	1,96	-0,89
0,80	-1,12	-0,84	-3,28	0,01	0,23	-0,32	0,95	-1,24
0,75	-1,48	-1,27	-2,81	-0,09	0,48	-0,95	-0,15	-1,52
0,70	-1,80	-1,67	-2,23	-0,18	0,71	-1,57	-1,28	-1,77
0,65	-2,09	-2,06	-1,64	-0,26	0,91	-2,16	-2,87	-2,00
0,60	-2,57	-2,62	-1,17	-0,37	1,20	-2,90	-3,58	-2,41

XIV. táblázat. Loveszámok és kombinációik variációi a PREM értékekhez viszonyítva, a nyíróhullámok sebességanomáliája relatív mélységének (r_{up}/a) függvényében

Vizsgálataink során választ kerestünk arra a kérdésre is, hogy a földmag belső szerkezete milyen mértékben hathat a Love-számok, valamint δ és γ értékeire. Megállapítottuk, hogy a sűrűségeloszlás a magban gyakorlatilag nem befolyásolja ezen paraméterek értékét. Hasonlóan negatív eredményt kaptunk, mikor a mag-köpeny határon a sűrűség ugrást és a magban esetleg meglévő — 10^8 N/m²-nél mindenképpen kisebb — nyírási modulust változtattuk. Az egyetlen eset, amikor a Love-számok és kombinációik kisebb mértékű, de mégis említésre méltó kapcsolatot mutattak a mag felépítésével a mag-köpeny határ mélységének változtatása volt. A Föld belsejének ezen legmarkánsabb felületének helyzetét 10 km-rel változtatva, a Love-szám értékeinek változásai a következőként adódtak: $\Delta k=0,43\%$, $\Delta h=0,21\%$, $\Delta l=0,10\%$, $\Delta \gamma=0,06\%$ és $\Delta \delta=0,04\%$.

Megállapítható tehát, hogy a felszíni földárapály mérések eredményei szinte kizárólag csak a köpeny szerkezetétől függenek. Elsősorban a deformációs tényezők lennének ígéretesek a földmodellek vizsgálatában, de ehhez lényeges mértékben javítani kell ezek meghatározási pontosságát.

3.3.1 Mágneses szuszeptibilitás-anizotrópia mérések és kiértékelésük *

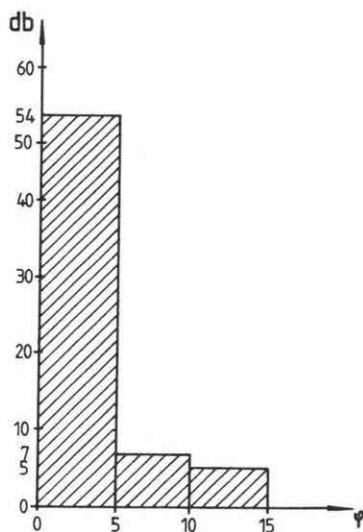
A mágneses szuszeptibilitás-anizotrópia (MSA) módszert széles körben használják a kőzetek mágneses szövetének jellemzésére. Üledékes kőzetekben az MSA-t az ülepedés és a kompakció, vulkanikus kőzetekben a lávafolyás iránya, metamorf és mélységi magmás kőzetekben pedig a képlékeny deformáció és a környezetutánzó kristályosodás határozza meg [HROUDA 1982]. A módszer hasznát a szerkezetelemzésben számos szerző bizonyította [HROUDA 1979, RATHORE 1985, HIRT et al. 1988, ROCHETTE 1988 stb].

MSA mérések forgó rendszerű anizotrópia-méterekkel, kriogén magnetométerrel, torziós magnetométerrel és váltóáramú hidakkal végezhetők — ez utóbbiak egyike a Kappa-híd KLY-2 műszer. On-line mérések végzésére és az adatfeldolgozás megkönnyítésére programokat készítettünk IBM PC/XT kompatibilis számítógépre. Az algoritmusban a JELINEK [1977, 1978] által kidolgozott statisztikát használtuk.

A mérések ismételhetőségének vizsgálatára az egész mintakollekcióra többször meghatároztuk az MSA értékeket. A Kappa-híd minden mérési tartományában ismételhetőnek bizonyult az 1%-nál nagyobb anizotrópia mérése (108. ábra). Ezen vizsgálatokat ismert települési mintacsoportokon végzett mérések követték, amelyek eredményeiből egyet ismertetünk. A minták miocén ignimbritből származnak, a Bükk hegység 4 mintavételi helyéről (11 mintavételi pontról) (109. ábra). A mintavételi helyek két rétegtani szintet képviselnek: a bogácsi ignimbrit fiatalabb, mint a sályi, a kácsi és a kisgyőri. A két szint kőzeteinek mágneses és egyéb tulajdonságai (kőzetszövet, szín, stb.) is különböznek.

A 110. ábra az MSA mérések mintavételi pontonkénti átlagát mutatja be. A minimum szuszeptibilitás irányok minden pontra jól definiáltak (konfidencia-szögek 15°-nál kisebbek), és közel függőlegesek (a pontok a vetületkör középpontja körül szórnak). A maximum és közepes szuszeptibilitás irányok a vízszintes síkban fekszenek: ezek az irányok határozzák meg a mágneses foliációs síkot. A minimum irányok függőleges és a foliáció vízszintes volta az elsődlegesen megfigyelhető kőzetszövettel van kapcsolatban. Három mintavételi pontra (B4, S2, Ki2) a maximum és közepes szuszeptibilitás irányok jól csoportosulnak ebben a vízszintes síkban (a vízszintes síkra vetített konfidencia szögek 27°-nál kisebbek). Ez a csoportosulás jelzi, hogy a szövetet nyomás érte. Üledékek gyenge deformációja esetén a közepes szuszeptibilitás irányok párhuzamosak a nyomástengellyel. A B4 (Bogács) és S2 (Sály) közepes szuszeptibilitás irányok egy ÉNy-DK-i nyomásirányt mutatnak, a Ki2 (Kisgyőr) irány viszont egy É-D-i nyomásirányt határoz meg.

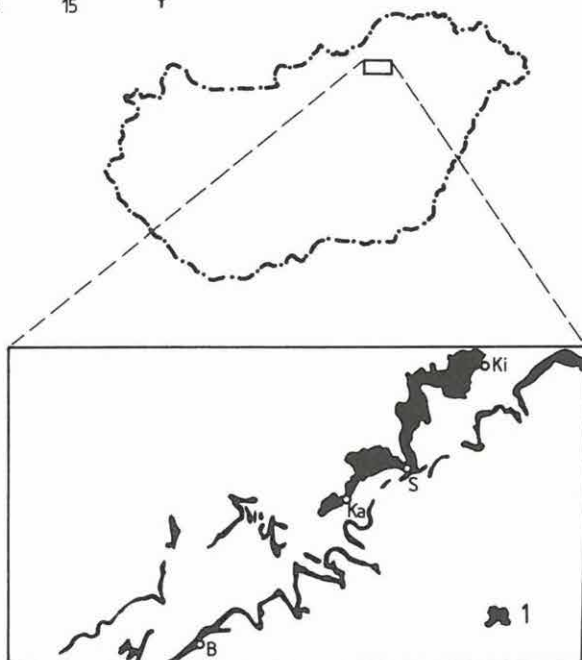
* Bordás R.



108. ábra. Ismételt anizotrópia mérések minimum irányainak szögtávolsága (φ). Az átlag szuszceptibilitás a 10^{-4} – 10^{-3} SI tartományban van

Fig. 108. Angular distance (φ) between minimum directions of repeated magnetic susceptibility anisotropy measurements. Mean susceptibility is in the range of 10^{-4} – 10^{-3} SI

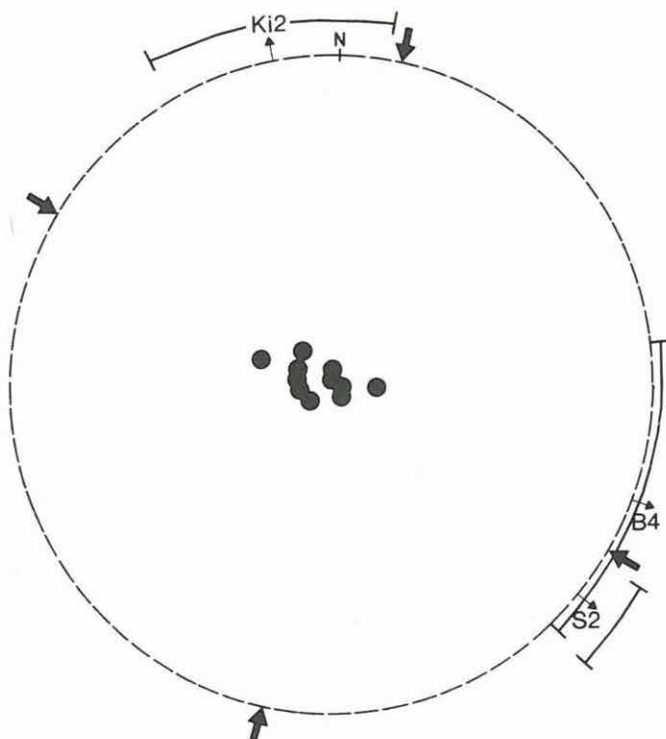
Рис. 108. Угловое расстояние между минимальными направлениями повторных измерений анизотропии (φ). Средняя восприимчивость находится в диапазоне 10^{-4} – 10^{-3} SI



109. ábra. A miocén ignimbit mintagyűjtés mintavételi helyei
B — Bogács; Ka — Kács; S — Sály; Ki — Kisgyőr; 1 — ignimbit előfordulások

Fig. 109. Locality map for Miocene ignimbrite collection
B—Bogács; Ka—Kács; S—Sály; Ki—Kisgyőr; 1—ignimbrite outcrops

Рис. 109. Участки опробования миоценовых игнимбритов:
В — Богач, Ка — Кач, S — Шай, Ки — Кишдьёр; 1 — игнимбриты



110. ábra. Bükki miocén ignimbriteken végzett anizotrópia mérések eredményei.
Szögtartó vegyület

Pontok: mintavételi pontok minimum szuszceptibilitás irányai. Vékony nyilak: mintavételi pontok közepes szuszceptibilitás irányainak azimutjai. Ívek: a megfelelő konfidenciaszögek vízszintes vetületei. Vastag nyilak: mikrotektonikai mérésekből származó nyomásirányok

Fig. 110. Results of magnetic susceptibility anisotropy measurements on Miocene ignimbrites from the Bükk Mountains. Stereographic projection

Dots: site-mean minimum susceptibility directions. Thin arrows: azimuthal directions of site-mean intermediate susceptibilities. Arcs: horizontal projections of respective confidence angles. Thick arrows: compression directions derived from microtectonic measurements

Рис. 110. Результаты измерений анизотропии миоценовых игнимбритов Бюккских гор. Стереографическая проекция

точки: направления минимальной восприимчивости по точкам отбора проб; тонкие стрелки: азимуты направлений средней восприимчивости; дуги: горизонтальные проекции соответствующих углов доверия; жирные стрелки: направления давления, по микроструктурным данным

Bükki miocén kőzeteken a közelmúltban végzett mikrotektonikai mérések alapján két nyomásirányt ismertek fel [BERGERAT és CSONTOS 1988, TARI 1988]. A sályi és kisgyőri mintavételi helyekre 120° – 300° -os és 10° – 190° -os nyomásirányt találtak, Bogácsra viszont csak az utóbbit. Ez a két irány egybeesik az MSA mérésekből kapott nyomásirányokkal.

Ez az indikáció azt sugallja, hogy a miocén ignimbritek és a környező kőzetek anizotrópiájának szisztematikus tanulmányozása, és az eredményeknek a mikro-tektonikai mérésekkel való korrelációja a Bükk hegység miocén feszültségterének jobb megismeréséhez vezethet el bennünket.

Hivatkozások

- BERGERAT F., CSONTOS L. 1988: Neotectonic stress field measurements in Northern Hungary (in preparation).
- HIRT A. M., LOWRIE W., CLENDENEN W. S., KLIGFIELD R. 1988: The correlation of magnetic anisotropy with strain in the Chelmsford Formation of the Sudbury Basin, Ontario. *Tectonophysics*, **145**, pp. 177–189.
- HROUDA F. 1979: The strain interpretation of magnetic anisotropy in rocks of the Nízky Jeseník Mountains (Czechoslovakia). *Sb. Geol. Ved, Užitá Geofyzika*, **16**, pp. 27–62.
- HROUDA F. 1982: Magnetic anisotropy of rocks and its application in geology and geophysics. *Geophysical Surveys*, **5**, pp. 37–82.
- JELÍNEK V. 1977: The statistical theory of measuring anisotropy of magnetic susceptibility of rocks and its application. *Geofyzika*, n. p., Brno, 88 p.
- JELÍNEK V. 1978: Statistical processing of anisotropy of magnetic susceptibility measured on groups of specimens. *Studia geoph. et geod.* **22**, pp. 50–62.
- RATHORE J. S. 1985: Some magnetic fabric characteristics of sheared zones. *Journal of Geodynamics*, **2**, pp. 291–301.
- ROCHETTE P. 1988: La susceptibilité anisotrope des roches faiblement magnétiques: origines et applications. PhD thesis. 211 p.
- TARI G. 1988: Strike-slip origin of the Vatta–Maklar trough, Northeastern Hungary. *Acta Geologica Hungarica* (in press).

3.3.2 Villány: egy lépés a mezozoos látszólagos pólusvándorlási görbe meghatározása felé*

A Dunántúli-középhegység mezozoikumára meghatározott paleomágneses irányok időben az „afrikai sémának” megfelelően rendszeresen változnak. Afrika és a Dunántúli-középhegység egykorú paleomágneses pólusainak helyzete azonban különböző és ez a két egység mezozoikum utáni mozgásának eredménye. A Villányi hegység paleomágneses irányai ezzel szemben stabil európai affinitást mutattak [MÁRTON–SZALAY E., MÁRTON P. 1978], így alátámasztani látszottak Délkelet-Dunántúl északtétiszi eredetét, amelyet geológiai megfigyelésekre alapoztak.

A korábbi adatokra új fényt vetettek az újabb eredmények [MÁRTON E. 1986]. A jura utáni bonyolult forgások felismerése után a villányi pólusok stabil európai affinitása csak véletlen egybeesésnek tekinthető. Délkelet-Dunántúl észak vagy déltétiszi eredetének paleomágneses bizonyításához elengedhetetlen a kérdéses terület mezozoos látszólagos pólusvándorlási görbéjének megismerése. A hurok hiánya a pólusvándorlási görbén az északtétiszi eredet mellett szólna.

1987-ben két szelvényt választottunk ki paleomágneses feldolgozásra a Villányi hegységből (111. ábra): egy alsójura – alsókréta (albai) szelvényt (Szársomlyó, 106 minta) és egy felsőtriász – felsőjura (oxfordi) szelvényt (Villány, Templomdomb, 73 minta). A mintavételt bizonyos rétegekre korlátoztuk, ahonnan egymás közeléből több mintát fűrtünk: ezek a minták egy mintavételi pontot definiálnak.

Hőkezelés (112. és 113. ábra) és kisebb mértékben váltóterű leágnesezés eredményeként a legtöbb mintavételi pontra sikerült jellemző mágnesezettséget megha-

* Mártonné Szalay E.

távoznunk (XV. és XVI. táblázat). Azonban az egyes mintavételi pontokra meghatározott jellemző mágnesezettségek irányai mind tektonikai korrekció előtt, mind utána olymértékben különböznek, hogy az oxfordi és barrémi kivételével nem alkalmasak paleomágneses pólus meghatározására.

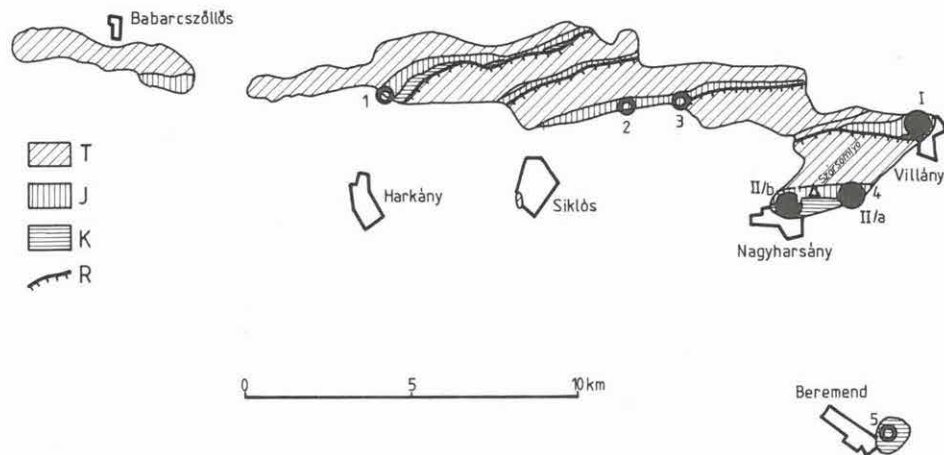
Az oxfordi pólus (72° É, 128° K) kitűnő minőségű négy mintavételi hely közepi irányán alapul (111. ábra, I, II/a, 1, 2), amely szignifikánsan jobban definiált tektonikai korrekció után, mint előtt.

Korrekció előtt:

$D=8^\circ$ $I=14^\circ$ $k=13$ $\alpha_{95}=26,7^\circ$

Korrekció után:

$D=22^\circ$ $I=58^\circ$ $k=173$ $\alpha_{95}=7,0^\circ$



111. ábra. A Villányi-hegység földtani térképvázlata a paleomágneses mintavételi helyekkel

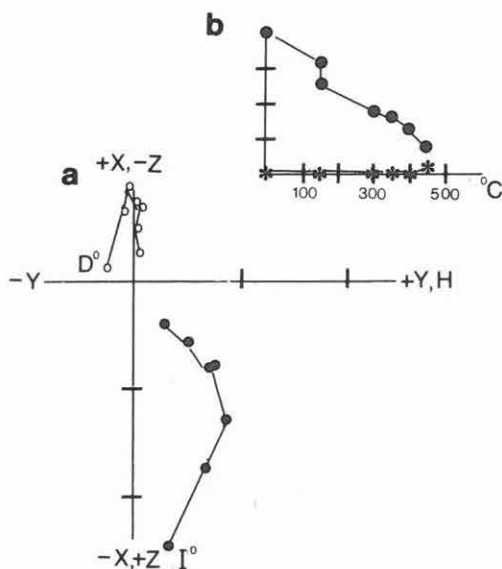
T — triász; J — jura; K — kréta; R — rátolódás. Jelen tanulmány mintavételi helyei: I — Villány, Templomdomb, alsó-jura–alsó-kréta (albai); II — Szársomlyó hill: II/a — alsó-jura–felső-jura (oxfordi), II/b — felső-jura (titon)–alsó-kréta (albai). Korábbi eredmények: 1, 2, 4 — oxfordi, 3 — mezozoos, 5 — albai

Fig. 111. Geological sketch of the Villány Hills with palaeomagnetic sampling localities

T—Triassic; J—Jurassic; K—Cretaceous; R—Overthrust. Palaeomagnetic sampling localities of the present study: I—Villány, Templom Hill, Early Jurassic–Early Cretaceous (Albian); II—Szársomlyó hill: II/a—Early Jurassic–Late Jurassic (Oxfordian); II/b—Late Jurassic (Tithonian)–Early Cretaceous (Albian). Localities of the earlier study: 1, 2, 4—Oxfordian; 3—Mesozoic, in general; 5—Albian

Рис. 111. Геологическая схема Вилланьских гор с пунктами отбора палеомагнитных проб

T — триас; J — юра; K — мел; R — надвиг; точки отбора проб в рамках настоящей работы: I — с. Виллань, г. Темпломдomb, нижняя юра–нижний мел (альб); II — Саршомльйо: II/a — нижняя–верхняя юра (оксфорд), II/b — верхняя юра–нижний мел (альб). Результаты прежних лет: 1, 2, 4 — оксфорд; 3 — мезозой; 5 — альб



112. ábra. Villány, Templomdomb. Kallovi mészkő. Az NRM viselkedése termole-
mágnesezésre

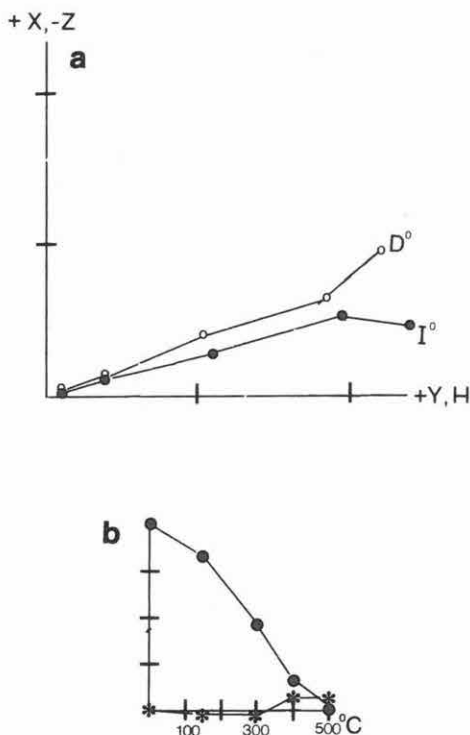
- a) Módosított Zijderveld diagram: egy egység $1,6 \cdot 10^{-3}$ A/m, a tisztítási
lépések leolvashatók a b ábráról
b) Normalizált intenzitás (pont) és a normalizált szuszeptibilitás logarit-
musa (csillag) progresszív lemágnesezésre

Fig. 112. Villány, Templom hill, Callovian limestone. Behaviour of NRM on ther-
mal demagnetization

- a) Modified Zijderveld plot; one unit $= 1,6 \cdot 10^{-3}$ A/m, for cleaning steps
see Fig. b
b) Normalized intensity (dots) and the logarithm of the normalized
susceptibility (asterisks) on progressive demagnetization

Рис. 112. Виллань, Темпломдомб, известняки келловоя. Поведение есте-
ственной остаточной намагниченности (NRM) при термической
чистке:

- a) Диаграмма Зийдervельда с изменениями: одна едини-
ца $= 1,6 \cdot 10^{-3}$ А/м; ступени чистки видны на рис. b
b) Нормализованная интенсивность (точка) и логарифм норма-
лизованной восприимчивости (звездочка) для прогрессивного
размагничивания



113. ábra. Szársomlyó, oxfordi mészkő. Az NRM viselkedése termolemágnesezésre
 a) Módosított Zijderveld diagram: egy egység $4,0 \cdot 10^{-4}$ A/m, a tisztítási lépések leolvashatók a b ábráról
 b) Normalizált intenzitás (pont) és a normalizált szuszceptibilitás logaritmus (csillag) progresszív lemágnesezésre

Fig. 113. Szársomlyó hill. Oxfordian limestone. Behaviour of NRM on thermal demagnetization
 a) Modified Zijderveld plot; one unit $= 4,0 \cdot 10^{-4}$ A/m, for cleaning steps see Fig. b
 b) Normalized intensity (dots) and the logarithm of the normalized susceptibility (asterisks) on progressive demagnetization

Рис. 113. Саршомъйо, известняки оксфорда. Поведение NRM при термической чистке:
 а) Диаграмма Зийдervельда с изменениями: одна единица $= 4,0 \cdot 10^{-4}$ А/м; ступени чистки видны на рис. б
 б) Нормализованная интенсивность (точка) и логарифм нормализованной восприимчивости (звездочка) для прогрессивного размагничивания

Ez az eredmény sokkal jobb, mint a korábban meghatározott felsőjura pólus, a pozitív gyűrődési teszt és sokkal pontosabb kormeghatározás miatt.

A barrémi üledékekre (egy mintavételi helyről 3 mintavételi pont) a statisztika romlik tektonikai korrekció után.

Korrekció előtt:

$$D=25^{\circ} \quad I=-6^{\circ} \quad k=213 \quad \alpha_{95}=8,5^{\circ}$$

Korrekció után:

$$D=46^{\circ} \quad I=57^{\circ} \quad k=56 \quad \alpha_{95}=16,7^{\circ}$$

Ebben az esetben a mágnesezettség a kőfejtőben mérhető dőlésvariációkhoz képest utólagos, de nagyon valószínűtlen, hogy a tektonikai hatások utáni lenne (a dőlés-korrekció előtti inklináció irreális érték mezozoos vagy fiatalabb korú kőzetre).

Az egyetlen albai irány (XVI. táblázat, 23 pont) korrekció után hasonló ahhoz, amelyet korábban ugyanerre az emeletre kaptunk (111. ábra, 5 mintavételi hely), de további eredmények szükségesek ahhoz, hogy megjavítsuk a minőséget.

A bemutatott eredményeket egy lépésnek tekintjük a Délkelet-Dunántúl mezozoos pólusvándorlási görbéjének meghatározásához. Bár még nincs elég adatunk ahhoz, hogy mezozoos sémáról beszéljünk, az eredmény egy szempontból szignifikáns: az inklinációk rendszeresen nagyobbak, mint a Dunántúli-középhegységre ismert mezozoos inklinációk (114. ábra), így arra utalnak, hogy Délkelet-Dunántúl és a Dunántúli-középhegység jelenlegi egymáshoz viszonyított helyzete valóban inverz helyzet.

Kód	N/N°	D° D _c	I° I _c	k	α ₉₅	°C/Tesla
1	2/2	19 31	-3 35	—	—	300 °C
2	3/6	342 347	22 73	38	20,4	300 °C
3	4/4	244 205	50 28	37	15,4	300 °C
4	2/3	135 304	0 44	—	—	300–400 °C
5	2/2	24 54	18 47	—	—	300 °C
6	3/4	10 110	38 76	99	12,5	350–450 °C
7	2/2	2 60	35 71	—	—	400–500 °C
8	3/4	300 272	15 45	11	39,9	300–400 °C
9	3/3	12 46	20 59	59	16,2	350–450 °C
10	3/3	8 54	26 62	63	15,7	350–450 °C
12	3/3	356 46	28 73	52	17,3	300–500 °C
14	4/4	11 44	25 76	27	18,0	300–500 °C

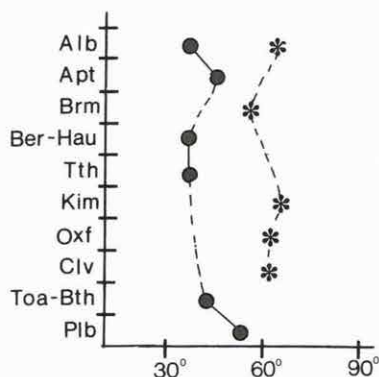
XV. táblázat. Villány, Templomdomb. Paleomágneses irányok

1–14 – a mintavételi pontok kódja; 1–4 – liász, 5–6 – kallóvi, 7–14 – oxfordi. N/N₀ – a minták száma felhasznált/gyűjtött; D°, I° – deklináció, ill. inklináció korrekció előtt; D_c, I_c – deklináció, ill. inklináció korrekció után; k, α₉₅ – statisztikus paraméterek; °C/Tesla – tisztítás (termo/váltó)

Kód	N/N°	D° D_e°	I° I_e°	k	α_{95}	$^\circ\text{C}/\text{Tesla}$
1	2/2	32	-18	—	—	400 $^\circ\text{C}$
		54	62			
2	2/2	352	-63	—	—	400 $^\circ\text{C}$
		3	22			
3	4/4	338	-67	570	3,9	400 $^\circ\text{C}$
		0	16			
4	6/6	17	-5	45	10,1	500 $^\circ\text{C}$
		43	59			
5	3/3	57	-50	89	13,2	300 $^\circ\text{C}$
		31	2			
6	3/3	18	-19	77	14,1	550 $^\circ\text{C}$
		25	52			
7	5/5	18	-10	85	8,3	550 $^\circ\text{C}$
		36	63			
8	6/6	20	-7	134	5,8	400–500 $^\circ\text{C}$
		37	54			
9	4/6	355	-31	40	14,6	400 $^\circ\text{C}$
		355	40			
10	4/4	56	-33	52	12,8	400 $^\circ\text{C}$
		58	36			
12	3/3	256	-25	35	21,1	400 $^\circ\text{C}$
		290	-26			
13	3/3	109	56	36	20,8	400 $^\circ\text{C}$
		150	15			
14	3/4	151	11	24	25,5	400 $^\circ\text{C}$
		148	-32			
15	4/6	19	4	40	14,7	400 $^\circ\text{C}$
		53	66			
16	4/4	178	0	37	15,2	200–300 $^\circ\text{C}$
		169	-47			
17	4/4	296	12	13	27,0	400 $^\circ\text{C}$
		283	15			
18	5/5	19	-54	33	13,4	400 $^\circ\text{C}$
		17	-4			
19	5/5	17	7	39	12,5	200–300 $^\circ\text{C}$
		18	57			
20	5/5	30	-8	142	6,4	300 $^\circ\text{C}$
		36	47			
21	3/4	23	-2	175	9,4	300 $^\circ\text{C}$
		45	62			
22	3/4	22	-8	166	9,6	300 $^\circ\text{C}$
		60	62			
23	4/5	22	27	33	16,3	0.005 T
		42	76			

XVI. táblázat. Villány, Szársomlyó. Paleomágneses irányok

1–23 – a mintavételi pontok kódjai: 1–3 – liász, 4–14 – oxfordi, 15 – kimmeridgei, 16–19 – titon, 20–22 – barrémi, 23 – albai; további jelölések mint a XV. táblázatban



114. ábra. Paleomágneses inklinációk a Dunántúli-középhegység mezozoikumára (pontok) és a Villányi-hegységre (csillag)

Rövidítések: Plb — pliensbachi; Toa-Bth — toarci-bath; Clv — kallovi; Oxf — oxfordi; Kim — kimmeridgei; Tth — titon; Be-Hau — berriási-hauterivei; Brm — barrémi; Apt — apti; Alb — albai

Fig. 114. Palaeomagnetic inclinations for the Mesozoic of the Transdanubian Central Range (dots) and the Villány Hills (asterisks)

Abbreviations: Plb—Pliensbachian; Toa-Bth—Toarcian-Bathonian; Clv—Callovian; Oxf—Oxfordian; Kim—Kimmeridgian; Tth—Tithonian; Be-Hau—Berriasian-Hauterivian; Brm—Barremian; Apt—Aptian; Alb—Albian

Рис. 114. Палеомагнитные склонения в мезозое Задунайского среднегорья (точки) и Вилланьских гор (звездочки)

Plb — плинсбах; Toa-Bth — тоарс-бат; Clv — келловей; Oxf — оксфорд; Kim — кимеридж; Tth — титон; Be-Hau — берриас-готерив; Brm — баррем; Apt — апт; Alb — альб

Hivatkozások

MÁRTON-SZALAY E. – MÁRTON P. 1978: A Dunántúli-középhegység és a Villányi hegység paleopólusainak eltéréséről. Magyar Geofizika, 19, 4, pp. 129–136

MÁRTON E. 1986: Palaeomagnetism of igneous rocks from the Velence Hills and the Mecsek Mountains. Geofizikai Közlemények 32, 2, pp. 83–145

115. ábra. Földtani térképvázlat a Kvarner szigetekről a paleomágneses mintavételi helyekkel

K₁ — alsó-kréta; K — kréta általában; K₂ — felső-kréta; Eo — eocén; számok a térképen: mintavételi helyek, a jelölés megegyezik a XVII. táblázatával

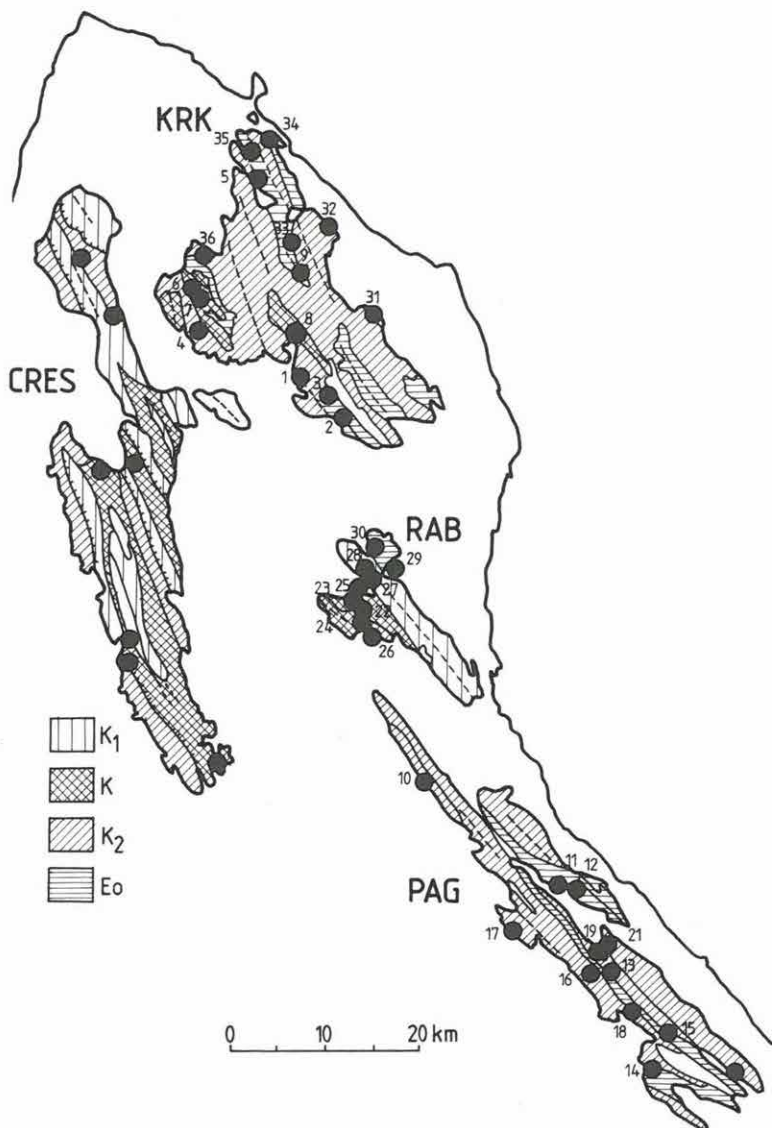
Fig. 115. Geological sketch of the Kvarner islands with palaeomagnetic sampling localities

K₁—Early Cretaceous; K—Cretaceous in general; K₂—Late Cretaceous; Eo—Eocene; numbers on the map: sampling localities, notations as in Table XVII

Рис. 115. Геологическая схема островов Кварнер с пунктами отбора палео-

3.3.3 Paleomágneses meghatározások a Kvarner szigetekről*

Jugoszláv–magyar paleomágneses együttműködés keretében tovább folytattuk az Isztria „autochtonjától” keletre fekvő paraautochton vizsgálatát (115. ábra).



* Mártonné Szalay E., Miličević V., Veljović D. (Geomagneticki Institut, Grocka)

A több száz mintából álló kollekción két részre osztottuk. Egyik felét a grockai Geomagnetski Institut-ban mérték, a másikat az ELGI-ben dolgoztuk fel. A feldolgozás eredményeként kapott, statisztikusan jól definiált irányok (*XVII. táblázat*) nagy részének deklinációja — a Cres szigeten és az „autochton” Isztriától északra eső gyűrt övezetben megfigyeltékhez hasonlóan — óramutató járásával ellentétesen elfordult. Néhány mintavételi helyen (5, 7, 35) azonban az óramutató járásával egyirányú rotációt kapunk, ami a lokális tektonika eredménye lehet.

Kód	Mintavételi hely	Kőzet/kor	N/N_0	D° D_c°	I° I_c°	k	α_{95}	$R\%$	Tisztítás megjegyzés
KRK, Omisalj-Vrbnik, antiklinális									
31	Dubni	bitumenes mészkő turon	5/12	180 107	-80 -41	17 17	19,1 19,1	100	5 mT–250 °C
32	Šilo	dolomit turon	5/8	357 6	50 59	50 40	10,9 12,2	20	150 °C
34	Omisalj	flis középső eocén	7/8	57 59 109	-23 2 -6	14 16 12	16,5 15,5 17,7	100	300 °C normál helyzet átbuktatott helyzet
KRK, Omisalj-Baska, szinklinális									
5	Njivice	mészkő középső eocén	10/10	46 39	6 46	140 140	4,1 4,1	0	450–500 °C
9	Kras	mészkő cenomán–turon	3/6	324 350	38 53	170 170	9,5 9,5	0	150–200 °C
33	Dolovo	mészkő középső eocén	3/6	171 167	-27 -20	54 54	17,0 17,0	100	400 °C
35	Omisalj	mészkő középső eocén	2/6	277 284	-15 -45	– –	– –		
KRK, Krk, antiklinális									
1	Konobe	dolomit cenomán–turon	0/9						nagy szórás
2	Stara Baska	mészkő turon–szenon	6/8	319 337	52 59	43 43	10,3 10,3	0	5 mT–200 °C
3	Kuka	mészkő turon–szenon	0/7						gyenge
8	Sv. Dunat	mészkő alsókréta	5/8	320 348	34 42	35 35	13,5 13,5	0	150–400 °C
4	Pinezić	mészkő alsókréta	0/7						gyenge
6	Kukurik	dolomit alsókréta	8/8	354 345	46 40	46 46	8,2 8,2	0	400–500 °C
7	Poljica	dolomit alsókréta	5/6	203 194	-14 -39	28 28	14,8 14,8	0	350–400 °C
36	Porat	dolomit cenomán–turon	6/7	331 323	44 33	19 19	15,8 15,8	0	5 mT

PAG, Saska, antiklinális

11	Zubovici	mészko alsó-középső eocén	0/10							nagy szórás
12	Metajna	flis középső eocén								nagy szórás
21	Bošane	flis középső-felső eocén								főkoreloszlás

PAG, Novalja, antiklinális

10	Melnica	mészko középső-felső eocén	0/6							gyenge
13	Zameti	flis középső-felső eocén								főkoreloszlás
14	Povljana	mészko eocén								nagy szórás
15	Kuković	flis középső-felső eocén								főkoreloszlás
16	Duboka Draga	mészko cenomán-turon	0/9							gyenge
17	Mandre	mészko szenon	5/8	330 16	46 41	71 71	9,1 9,1	0		150–250 °C
18	Kosljun	mészko cenomán-turon	0/6							gyenge
19	Pag, Bellevue	flis középső-felső eocén								főkoreloszlás
20	Mišković	flis középső-felső eocén								főkoreloszlás

RAB, Rab antiklinális (Krak antiklinális folytatása lehet)

27	Slanišće	mészko középső-felső eocén	7/8	183 166	–36 –49	94 94	6,3 6,3	95		300 °C
28	Slanišće	mészko turon-szenon	0/6							gyenge
29	Lopar, San Marino	flis középső-felső eocén	5/12	123 137	–52 –55	8 8	28,3 28,3	100		200–400 °C
30	Lopar kikötő	flis középső-felső eocén								nagy szórás

RAB, Topole antiklinális

22	Kampor	mészko	13/17	67	–37	73	4,9	100		300–400 °C
23		középső eocén		72	–18	73	4,9			
24	Kampor	mészko cenomán-turon	0/6							gyenge
25	Kaštelina	mészko középső-felső eocén	7/16	289 321	42 35	16 16	15,8 15,8	0		300–450 °C
26	Frkanj	mészko cenomán-turon	0/6							gyenge

XVII. táblázat. Paleomágneses eredmények a jugoszláviai Kvarner szigeteiről
R% – fordított mágnesezettségű minták százalékos aránya; a többi jelölés azonos a XV. táblázatával

1987-ben befejeztük az Egységes Gravimetriai Hálózat (EGH) Magyarország és Csehszlovákia területére eső részének terepi gravimetriai méréseit. Ennek eredménye egy olyan közös — nagy megbízhatóságú — alaphálózat, amely korszerű állapotot biztosít az új II. rendű országos gravimetriai hálózat kiegyenlítéséhez.

A munkálatok során 62 ponton mértünk, ezek közül Magyarországon öt, Csehszlovákiában két ponton a g értékét abszolút módszerrel határozták meg szovjet szakértők. A relatív méréseket nyolc graviméterrel végeztük részben repülőgépes, részben gépkocsis műszerszállítással. Az ezernél több mérési eredményt tartalmazó adatrendszert többféle változatban egyenlítettük ki; az egyes változatok normái:

a) $\sum_k |v_k| \rightarrow \min$ (ahol v_k az egyes mérések javításai)

b) $\sum_k |v_k| \rightarrow \min \quad \sum_k v_k = 0$ feltétellel

c) Csebisev-féle kiegyenlítés

d) robusztus becslés az ún. dán módszerrel.

A véglegesnek elfogadott, dán módszerrel végzett kiegyenlítési változatban a súlyegység középpontja: $M_0 = \pm 0,019$ mgal.

Befejeztük az 1980-ban elkezdett új II. rendű gravitációs alaphálózat méréseit is, 1988-ra csupán néhány ismétlő- és ellenőrző kapcsolat meghatározása maradt.

Az új magyarországi geoid (EOTR-geoid) meghatározása céljából olyan számítási stratégiát dolgoztunk ki, amely lehetővé teszi, hogy a Mologyenszkij-féle asztro-gravimetriai szintezés módszerével történő geoid meghatározáshoz a korábbiaknál több információ feldolgozása (átlagos gravitációs anomáliák helyett pontbeli értékek, műholdas doppler- és geopotenciális adatok) váljék lehetővé. A megoldás lényege:

- az EOTR I. rendű asztro-geodéziai hálózatának rendszerében adott függővonal elhajlásokat a rendelkezésre álló doppleres adatok alapján geocentrikus helyzetű ellipszoidra számítjuk át;
- a lokális Δg anomáliákat a GRS80** normál gravitációs térre vonatkoztatjuk és segítségükkel számítjuk az asztrogravimetriai magasság anomáliák gravimetriaijavítását;
- a gravitációs térről a geopotenciális földmodell gömbfüggvény együtthatóiból nyerünk globális információkat;

* Csapó G., Sárhidai A., Szabó Z.

** Gravity Reference System 80

- a kvázi-geoid magasságkülönbségeket asztrogeodéziai szintezéssel — a domborzati viszonyok függvényében — változó közül, átlagosan 25 km-es rácshálón állítjuk elő;
 - a rácshálón kiegyenlített kvázi-geoid magasságokat végül visszatranszformáljuk az asztrogeodéziai hálózat rendszerébe.
- Ezen az alapon megkezdjük egy polgári célokra felhasználható geoid számításait.

Mongólia Nemzetközi Földtani Expedíció*

A Mongóliai Nemzetközi Földtani Expedícióban komplex földtani–geofizikai kutatást végző magyar–mongol geológus–geofizikus csoport folytatta a felderítő kutatásokhoz kapcsolódó gerjesztett polarizációs és mágneses térképezést, valamint a részletező kutatások részét képező geofizikai méréseket (VLF és geoelektromos réteggövetés módszerrel). A geofizikai kutatás — a geofizikus és a geológus szakemberek szoros együttműködésében — földtani térképezéssel és feltáró munkákkal (fúrás, árkolás) együtt folyt.

A munkák fontosabb eredményei:

— a Cagan Csulut nevű ritkafémes, polimetallikus indikáción (lásd ELGI 1986. évi jelentése) a geofizikai térképezés hozzájárult a perspektivikus terület elhatárolásához. A munkák eredményeként a terület perspektivitása nőtt.

— a Tubud nevű ritkafémes indikáció területén a geofizikai térképezés segítette a paleozoos gránit intruzió és a proterozoos mészköves összetétel kontaktusának, s az azzal kapcsolatos szkarnos ércesedés kimutatását és lehatárolását.

— az Öndör Cagan ércmező területén található Möngön Öndör ezüst–polimetallikus előforduláson (lásd ELGI 1985. évi jelentése) a részletező geofizikai mérések hozzájárultak az érces zónák követéséhez a kutató árkok között, illetve a mélyfúrások, valamint fúrások és a felszín között.

Kubai Nemzetközi Földtani Expedíció**

Kuba D-i részén, Holguin térségében az 1983-ban megkezdett, 1:50 000 léptékű földtani térképezés és geofizikai kutatás utolsó terepi évét teljesítette a Nemzetközi Földtani Expedíció keretében dolgozó magyar–kubai komplex földtani–geofizikai csoport. Ez idő alatt 3108 km² 1:50 000 méretarányú, 103 km² 1:25 000 méretarányú földtani felvétel terepi munkái készültek el, valamint elvégezték több — a térképezés során megismert — nyersanyag szempontból perspektivikusnak ítélt terület részletesebb vizsgálatát részletes ellenállás, gerjesztett polarizációs, földmágneses és radiométeres térképezéssel. Ennek eredményeként meg tudtuk ítélni, hogy mely területeken kell további kutatást folytatni. Ezek közül a Santa Lucia és Augas Claras-i endogén és torlatos arany előfordulások, a Santa Maria – Margaritas-i rezes–pirites érces zóna perspektivitása látszik elfogadhatónak. Az összefoglaló jelentés összeállítása folyamatban van.

* Simon A., Zsille A.

** Zsille A.

Könyvtári szolgálat

A Könyvtár jelenlegi állománya 29 265 kötet könyv és folyóirat, valamint 12 065 egyéb könyvtári egység. Állományunkat 1987-ben 753 kötet könyvvel, 390 kötet folyóirattal, 72 egyéb dokumentációs kiadvánnyal, 1000 db műszerprospek-tussal gyarapítottuk. Folyóirattárunk 7 féle új folyóirattal bővült. Nemzetközi kiadványcsere révén 344 db kiadványt kaptunk és 59 országba 571 címre 1940 db kiadványt küldtünk. Könyvtárközi kölcsönzés: 1987-ben 149 alkalommal kölcsönöz-tünk külső intézményeknek. A könyvtári szolgáltatásokat az elmúlt évben 5670 olvasó vette igénybe.

Kiadványok

1987-ben az ELGI a következő kiadványokat jelentette meg:

- Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet 1986. évi jelentése;
- Geofizikai Közlemények 32. kötet 4. szám, 33. kötet 1. és 2. szám;
- Annual Report 1983 of the Tihany Geophysical Observatory;
- Annual Report 1984 of the Tihany Geophysical Observatory;
- Annual Report 1985 of the Tihany Geophysical Observatory.

**ANNUAL REPORT OF THE
EÖTVÖS LORÁND GEOPHYSICAL INSTITUTE
OF HUNGARY
FOR 1987**

1 GEOPHYSICAL PROSPECTING

1. GEOPHYSICAL PROSPECTING

The field work of ELGI for 1987 is presented in the map of *Fig. 1*.

The *reconnaissance bauxite exploration of the Transdanubian Central Range and that of the Villány hills* continued using the methodology developed in previous years. On the gravity (Bouguer- and residual-) lows of the Bajna-Epöl area electromagnetic (Maxi-Probe) profiles were measured to determine depressions of the basement. Ten boreholes were located on these profiles, which proved the existence of the depressions. Three of the boreholes penetrated Eocene formations, including one which (Bn-160) crossed a 10 m thick brown coal seam. *Fig. 2.* shows that this borehole is to be found in a basement depression with faults of 100–150 m throws both towards the south and west. Based on profile BN12X, we suppose that the coal-bearing formation wedges out towards the south because of the original depositional environment. At Alsóörpuszta, south of Zsámbék I/A Colliery of the Mátyás-east coal field, between Triassic dolomite outcrops, bauxite exploration started in 1987. The area was interesting for the coal mines, too, especially the zone between the outcrops and the known coal field. Because the area is highly tectonized, drilling activity must be preceded by some high resolution geophysical investigation. On the presented case history this involved recording two electromagnetic profiles starting from the outcrops. In profile ZsK6X (*Fig. 3*) a multistep fault system was found. The drilling, located on the broadest step, reached the basement at the predicted depth, but no Eocene formations were found. Thus this area can now be excluded from further exploration. In the north-western foreground of the Bakony Mts (area Tapolcafé) there are three possible geological models: (i) Upper Triassic dolomite and limestone covered only by Oligocene formations, (ii) Upper Triassic formations overlain by Senonian marls or limestones which are known from outcrops, but are covered, in most cases by Oligocene and Quaternary, (iii) Upper Cretaceous overlying Triassic basement covered by Eocene limestone. The reconnaissance survey started with a transient EM network in 1986. As a result, areas of possible bauxite deposits were outlined, and subsequently, in 1987, geophysical mapping was carried out, with potential mapping and Maxi-Probe EM profiles. Borehole UG-377 found the basement at a depth range predicted by the transient measurements (*Fig. 4*). For the second and third model, the most important task of geophysics was to delineate the carbonate facies of the Upper Cretaceous as possible bauxite mother rock. Transient and Maxi-Probe EM measurements showed the Triassic basement at a depth of about 350 m, but at the same time the measurements drew attention to the variable resistivity of the Upper Cretaceous (*Fig. 5*). The Maxi-Probe and the well log resistivity curves both show intercalated low resistivity layers in between the Ugod limestone (U. Cretaceous). Although no bauxite deposit was found, at one borehole the gamma-ray log proved the existence of bauxitic clay.

From the areas of *detailed bauxite prospecting* two examples are presented. At Fenyőfő-South bauxite is expected in shallow depressions of the Triassic limestone, covered by either Oligocene sand-shale complex, or by Middle Eocene limestone. In the first phase of our survey in 1987, VLF mapping was carried out in a 25×25 m grid. The apparent resistivity map (Fig. 6) indicated a resistivity minimum which can be interpreted as a possible bauxite containing cavity. To find out the quality of the infill, engineering geophysical soundings were located at the centre of the minimum. With and within the penetrating bit, three parameters were recorded: peak force, integrated force and gamma-ray activity. The sudden increase of the gamma-ray curve, together with the slight increase of both force curves indicate the presence of bauxite (Fig. 7). Borehole Bsz1-122 proved the validity of the results of engineering geophysical soundings: from 8.7 to 21.3 m it penetrated bauxitic clays, although the penetrometer could reach only the top of the bauxitic layer (maximum penetration was 11.5 m). Using this method, the productivity of drillings can be improved.

The palaeogeographic unit between the Nagyegyháza and Tatabánya coal fields was delineated as a potential bauxite field during the reconnaissance survey. With VLF and potential mapping depressions were found (Figs. 8 and 9), where boreholes penetrated good quality bauxite. As a result, the prospecting of the area is continuing in 1988.

The *reconnaissance survey for Eocene brown coal* in the Transdanubian Central Range continued in two areas: the Bokod-II—Márkushegy area belongs to the Oroszlány Coal Mines while the Bajna-Epöl area to the Dorog Coal Mines. We present here, in some detail, the case history of the first area. The task was to follow the 20–70 m thick coal-bearing formations between boreholes thus providing information to plan a partly completed gallery joining the two existing coal mines. Two reflection seismic profiles were shot along the planned gallery (Fig. 10), one using explosions, the other vibrators. The task needed high resolution, therefore we wanted to work in the 40–160 Hz frequency band (with 10 m geophone spacing, 1 msec sampling interval, 0.3 kg charges and 30–170 Hz sweep). Interpretation was made on 1:2000 scale migrated time sections coloured according to amplitude strength (Figs. 11 and 12). The real difficulty of the task is in the local geological build-up: neither horizon connected with the coal-bearing formation provides a marker of outstanding acoustic properties. We could not determine a good enough velocity function until a VSP was shot in borehole O-2497. The small faults along the profiles could be correlated between the two time sections. One fault, on Profile Mer-6/86, near borehole O-2463, predicted to have a throw of 25 m, was found to have an 18 m throw by the advancing gallery.

The program of the *geophysical exploration of the Balaton Highlands* was adapted to local problems of the geological mapping. We will illustrate the variable tasks and the applied methodology with two examples. At Balatonfüred-Nagymező, on the surface Norian Hauptdolomite formation is to be found dipping to the NW. It is supposed that the Veszprém Marl formation is underlying the Hauptdolomite. Geologists expected some information on the thickening of the Hauptdolomite towards the NW. Transient EM measurements were interpreted by interactive curve fitting and the results were illustrated on profiles (Fig. 13). It was found that the geoelectric boundary runs nearly parallel to the surface in about the 130–185 m depth range. As the dip of the geoelectric boundary differs strongly from the observed dips of the Hauptdolomite on the surface, and at the same time the Sándorhegy Limestone Member immediately underlying the Hauptdolomite is missing from the

sequence, it is supposed that the geoelectric boundary represents an overthrust fault plane.

On the "minivolcano" between Mencshely and Vörös tó, geomagnetic measurements were carried out to delineate the extension of near-surface basalts (Fig. 14). By modelling the magnetic field, it was found, that the anomaly can be reproduced either by a thin horizontal plate (with the positive anomalies along its edge) or by a complex body with a reversely magnetized body in the centre. The first case can be excluded, as the basalt layer is of significant thickness. The second possibility gave an anomaly well fitting to the observed one.

The programme dealing with the *regional exploration of the Danube-Rába lowland* continued according to plan. The progress made in various geophysical surveys is shown in Fig. 15. The seismic reflection method, tellurics and magnetotellurics were used for deep structural exploration. In Fig. 16 magnetotelluric profile KA-2 is presented. The resistivity of the basement varies in the range of 20–100 Ω m, while its depth in the range of 3.9–9.1 km. The medium depth range (500–700 m) was investigated on the area of map sheet 501 by the methodology described in former years. From the average resistivity and polarizability maps those are presented in Figs. 17 and 18, whose penetration depth is about 100 m. From these maps lithologic sketches were constructed (Fig. 19). The results are also presented in the form of geoelectric profiles (Fig. 20). The shallow depth range was studied by engineering geophysical soundings. Their annual distribution is presented in Fig. 21. With that method four parameters are recorded: peak force, integrated force, gamma-ray and gamma-gamma activity. Geological classification is carried out by computer, with an algorithm based on statistics.

In *northern Hungary*, in the framework of the programme for the *structural exploration of the Bükk Mts and the surrounding areas*, we finished the reconnaissance survey of the Szendrő hills. From the gravity maps the residual anomaly map, computed by $\sigma = 2.2 \cdot 10^3$ kg/m³ density for the Bouguer correction and with a low-cut filter, is presented in Fig. 22. The residual anomalies reflect first of all structural information. Basement contour map was not possible to construct either from gravity, or from geoelectric data. The different methods agree only in locating the main structural line forming the boundary of the elevated block on the SE. The boundary is formed by a double echelon fault system. The main direction of the structural lines is WSW–ENE, with some secondary faults of N–E direction.

The seismic reflection profile shot across the gravity minimum zone between Szendrő hills and the Darnó line (Fig. 23), shows the character of the local tectonic activity. In the young sedimentary sequence, one can observe the upper limit of tectonic effects proving that the main tectonic movements were completed before the end of the Sarmatian, although some post effects still existed. The other seismic lines (by the name Sze) are not yet completely interpreted. Their main task was to clear the inner structure of the basement. An aeromagnetic survey was carried out by the Bulgarian Aerogeophysical Survey on a known geomagnetic anomaly in order to make proper model computations possible. The anomaly map, together with the computed target body is presented in Fig. 24. The geological interpretation supposes a Palaeozoic subvolcanic body, of chemical composition near to gabbro. A drilling was located on the anomaly in 1988.

To study the structure of the Darnó zone, a reflection seismic profile was shot in the Valley of the Szuha brook (Fig. 25). A portion of the time section is presented in Fig. 26. There are signs of lateral movements (wrench faults), not just along one

single line, but several. Therefore we have to suppose that the Darnó line can be regarded as a wide zone of several wrench faults.

The NW foreground of the Bükk Mts was studied by different methods in the 70's (e. g. see the DóR refraction network). In 1987 they were supplemented by a geoelectric survey. The contour map of the basement was constructed from all former and present data (Fig. 27). The foredeeps of the Darnó zone are prospective for Miocene brown coal. The seismic reflection and geoelectric surveys carried out with the aim of preparing a drilling project, are illustrated by the location map of Fig. 28. Seismic reflection time section Ló-1 (Fig. 29) shows the depression in front of the Darnó line, the faulted terraces and the outstanding reflections from the Lower- and Middle Miocene coal-bearing formations. Future boreholes can settle the problem of the possible mineral wealth of the area.

As part of the overall tectonic study of Hungary, the *Diósjenő dislocation zone* was reinterpreted. (The references and the reference list are to be found in the Hungarian text.) On the geomagnetic (ΔZ) map of Hungary the most striking linear anomaly is to be observed in Northern Hungary, east of the Börzsöny Mts. It comprises two branches, both of which can be connected with steep-dipping bodies within the crystalline basement. In Hungarian tectonic and geologic maps of the pre-Tertiary basement the boundary between the Permian-Mesozoic sediments of the Transdanubian Central Range and the crystalline formations of the Veporides was located along the southern rim of the magnetic anomalies. We have found the expression of the body also in the gravity field and supposed this body to be in connection with a steeply dipping dislocation zone along the boundary of two major tectonic units with both sedimentary and magmatic rocks in the zone. The continuation of this zone was assumed in the Rába line towards the west and in the Rožňava line towards the east. Both the northern and southern sides of this zone consist of different tectonic units (Fig. 30). The Rába line can be regarded as a sinistral strike slip of Oligocene age which arose due to the pressing out of the Bakony unit from the Alpine realm [KÁZMÉR-KOVÁCS 1985]. The offset along the line ceases in an eastern direction because of its gradual diffusion in the internal deformation of the West Carpathians and relocation into the Magura zone [BALLA 1988b]. The Rožňava (Rozsnyó) line is usually regarded as a young fault which follows an ancient north-dipping subduction suture. The present north-vergent overthrust structure seems to reflect later near-surface inflection of the plane (Fig. 31). On the basis of the present structural pattern dextral shear of the Gemericum, and, consequently, dextral strike slips along both branches of the Diósjenő magnetic anomaly (Fig. 32) can be assumed. Revision of drilling data from the pre-Tertiary formations (Fig. 33) allowed us to conclude that on Hungarian territory inside the magnetic bodies low-grade metamorphic rocks, partly mafic metavolcanites, were only penetrated which can be equivalents of rocks of the Meliata and/or the Gemeric units. In the wedge between these bodies high-grade metamorphic rocks with low-grade overprint were found which can be correlated not only with Veporic but also with Gemeric rocks. Thus, drilling data do not contradict the conclusions above.

Based on the picture outlined and on the results of the analysis of the data on Middle Transdanubia we have constructed a new sketch of the tectonic subdivision of the Transdanubian and North Hungarian Ranges and of the Inner West Carpathians (Fig. 34). This suggests two questions which must be solved: (i) when and in which kinematic situation did the dextral strike slips (assumed in the present work) take place and (ii) how can one realize the situation in which the Veporic and Gemeric

units (from the north) and the Bakony and Buda units (from the south) came into contact along the Hurbánovo (Ógyalla)–Diósjenő zone west of the same Silica–Bükk unit.

Working on a contract with the National Oil and Gas Trust of Hungary, we continued to carry out *seismic surveys with the aim of oil exploration*. Here, we present the results of the 1986 survey in the Nyír region (NE Hungary). The seismic network is illustrated on the time contour map of the pre-Pannonian sediments (mainly volcano-sedimentary complex of Miocene-age, *Fig. 35*). There are very few borehole information on the area, therefore geological interpretation is based on seismic stratigraphy. By seismic character we can differentiate between the Upper Pannonian of lacustrine-marsh-terrestrial, the Lower Pannonian with alternating deltaic and shallow- to medium depth marine environment, and the volcano-sedimentary complex of Sarmatian or older Miocene age. The novel results—compared to former seismic profiles—are the possibility to delineate the massive volcanic bodies below the volcanic tuff and—in connection with this—finding proofs for volcanic activity in the Pannonian. *Figure 36* presents a migrated time section crossing this Pannonian volcanic body, which penetrates into the characteristic Lower Pannonian sediments and causes fractures even in the Upper Pannonian. The basement of the Tertiary basin is rather ambiguous. In some of the profiles (*Fig. 37*), near to the eruptive body, a deep sedimentary basin seems to appear with quite different stratigraphic and structural features, probably in connection with lateral dislocation along wrench faults. The quality of the seismic material allows decisions to be made on further oil exploration in the area.

From the exploration tasks in *water- and engineering geophysics*, we present the results obtained in exploring the alluvium of the rivers Mura and Kerka. Four sequences were separated: the Holocene cover with a thickness, varying in the range of 2–15 m (*Fig. 38*), the Pleistocene gravel terrace (*Fig. 39*), the Upper Pannonian consisting of many thin layers of sand with alternating grain size, appearing as one uniform geoelectric layer of 25–40 Ωm resistivity, and a higher resistivity deep layer appearing only in a zone, marking a porosity increase inbetween the Upper Pannonian. All these are illustrated in the geoelectric cross section of *Fig. 40*. Based on the results, a proposal for two wells was presented to the water authorities. From the well logs (*Fig. 41* and *42*), one can see the sand layers below 100 m, which cause the higher apparent resistivity in the geoelectric measurements. It should be noted, however, that when assessing the water potentials of the area, the thick sand layers of greater depth (up till 300 m) should also be considered.

The possibilities of applying the engineering geophysical sounding method are ever increasing. Using it in an area of open-pit lignite mining, produced a contour map of the surface of the lignite (*Fig. 44*). The basis for identifying the lignite was provided by tests carried out at a borehole (*Fig. 43*). It is a regular problem with open-pit mining that the spoil heap becomes unstable. With the engineering geophysical sounding method we could investigate its stratification, structure, compactness and rock composition (*Fig. 45*). The basement of the spoil heap was easily determined from the sudden increase of the pressure parameters. Another problem of open-pit mining is the stability of the high wall. For production planning we have to know the rock mechanical parameters of the overburden. For this purpose we carried out a survey in the Thorez Colliery. In *Fig. 46* the gamma-ray curve shows the presence of a very high activity, plastic clay layer with practically no load-bearing capacity.

In Budapest, on the slopes of the Buda hills, cavities of hydrothermal origin in

the karstic limestone cause problems to construction works. Both foundations and public utilities demand a 10 m investigation depth. The area, where ELGI was called upon to try to solve the problems, is partly residential therefore conventional geoelectric and seismic methods could not be used. We chose electromagnetic methods with the VLF and the EM-31 (Geonics) instrument. The area is illustrated in *Fig. 47*. On the detailed map of *Fig. 48/a* the existing constructions are marked, because they can produce much higher intensity anomalies than geological structural elements. The parameter maps (*Fig. 48/b, c and d*) show—beside the high intensity anomalies of limited extension, corresponding to man-made structures—a low-resistivity zone of north-south direction, which is in connection with a fault. This was proved by a borehole.

The geoelectric methods were also used for exploration of building materials. In Transdanubia (Csorna-Beled) near-surface clays in sandy environment were explored for brick factories. A thickness map of the clay was constructed from vertical electric soundings (*Fig. 49*). After compiling this map, 10 boreholes were drilled on VES points (correlation of drilling and VES data are illustrated in *Fig. 50*). As an example, the lithologic column and the geoelectric parameters of one such borehole are presented in *Fig. 51*. As a result of our survey, an assessment of reserves was computed and found 5 million m³ high-quality clays, and 0.4 million m³ of lower quality. For qualifying the building materials additional IP measurements would provide useful information.

2 METHODOLOGICAL AND INSTRUMENTAL RESEARCH

2.1 SEISMIC METHODOLOGICAL AND INSTRUMENTAL RESEARCH

2.1.1 Investigation of the high-cut effect of near-surface low-velocity layers in shallow prospecting with the VIBROSEIS* technique*

For shallow seismic prospecting (100–200 m) the most essential requirement is high vertical and horizontal resolution. However, for reasons of economy, surface sources have to be used. One of the problems of surface sources is that the signal generated by the source passes through the low-velocity layer twice, thereby increasing its high-cut effect due to frequency-selective absorption. This results in a deterioration of vertical resolution.

Absorption of elastic energy by rocks can be characterized by several physical parameters, most commonly by the attenuation coefficient (α) and by the quality factor (Q). The most reliable method for determining the attenuation factor is the calculation based on the ratios of the amplitude spectra from VSP first arrivals. Let $A(f, 0)$ be the amplitude spectrum of the source function and $A(f, H)$ that of the signal detected at a depth of H . For a homogeneous medium the amplitude spectrum of the signal at depth H can be expressed by that of the source function as follows:

$$A(f, H) = KA(f, 0)e^{-\alpha(f)H} \quad (1)$$

where

K —is the constant including spherical divergence,

$\alpha(f)$ —is the attenuation factor characterizing the inelasticity of the medium.

For the horizontally layered medium, K also contains the effect of reflectivity of the overburden—whereas $\alpha(f)$ is an effective value characteristic of the whole sequence.

It was found by several authors that the absorption coefficient in the seismic frequency range (5–500 Hz) is the linear function of frequency:

$$\alpha(f) = kf = \frac{\pi}{QV} f \quad (2)$$

where

k — is the part of the attenuation coefficient independent of frequency

Q — is the dimensionless quality factor

V — is the velocity in the given medium.

$\alpha(f)$ can be obtained from Eq. (1) after taking the logarithm:

* L. Gombár, L. György

$$\alpha(f) = -\frac{1}{H} \left[\ln \frac{A(f,H)}{A(f,0)} \right] - \ln k \quad (3)$$

Compared with Eq. (2)

$$kf = -\frac{1}{H} \ln \frac{A(f,H)}{A(f,0)} + \text{Const.} \quad (4)$$

Here we have assumed that the reflectivity of the sequence does not depend on frequency. Thus a straight line of slope k is obtained from the logarithm of the ratio of amplitude spectra as a function of frequency, by means of which Q can be calculated by Eq. (2). The value of the quality factor for young loose sediments generally is in the range of 5–50, whereas for older compacted rocks it is 50–500.

An experimental survey was carried out in an area with highly varying topography to examine the high-cut effect of the low-velocity layer of varying thickness. The survey was performed by means of a Failing Y-1100 CB type high-frequency vibrator, equipped with a force control unit, a DFS-V seismic recording system (sampling interval 1 msec) and a Cs-2502 correlator. VSP was carried out in four boreholes along experimental profile K-1/87 from 50 m upwards in 10 steps, by a sonde pressed against the wall. Vibrator distance from the hole was 10 m. Separate detectors monitored and recorded the signals of the base plate and those of the reactive mass, as well as the sum of the two acceleration signals weighted by the masses which give the earth force. This can be considered as the signal of the source.

For the experiments the following sweeps were used: a linear, 16 sec long sweep in the 40–200 Hz frequency range (Fig. 52) and a non-linear one in the 40–200 Hz frequency range enhancing the range of 190–200 Hz (Fig. 53). Figs. 54 and 55 show some of the amplitude spectra of signals recorded in different depths in the case of thick (15 m) and thin (5 m) LVL, respectively. One can see the decrease of amplitudes of frequency components above 100 Hz which is especially considerable for thick LVL. The spectra of the signals are restricted to a narrow band with the dominant frequency of about 80–100 Hz.

The logarithm of the spectrum quotient versus frequency function can generally be adjusted by a straight line in the 80–160 Hz range (Fig. 56). The reason for the high scattering in the range of 170–200 Hz may be the effect of noise. Table IV shows the values of the absorption parameters determined by the method of spectrum ratios under different surface conditions. The k and Q values are so-called effective values characterizing the sequence from the surface to the depth of the sonde. The data obtained in depths of 10–20 m, are influenced essentially by the effect of the LVL. From these data we can state the LVL to be characterized by the following values: $k \approx 1-3 \cdot 10^{-3}$ (1/m/Hz) and $Q \approx 2-2.5$. For the consolidated Oligocene sands and clays below the LVL $k \approx 1.5 \cdot 10^{-4}$ (1/m/Hz), $Q \approx 10-15$ can be calculated i.e., the attenuation is by one order of magnitude lower than in the LVL. If the LVL is about 15 m thick, input signals of 200 Hz are already attenuated by 18–20 dB at the bottom of the LVL compared with the dominant frequency of 80–100 Hz. Such a considerable high-cut effect cannot be compensated for by input signals of non-linear frequency response enhancing high frequencies, even though the chosen sweep of $f = 40 + 160[1-t/16]^{3/2}$ frequency function emphasizes the range of 190–200 Hz (Fig. 53). For thick LVL the signal obtained in the borehole is the same as if linear sweep were used. In the case of thin LVL it is apparent that by non-linear sweeps

N°	d [m]	V_{LVL} [m/s]	V_{eff} [m/s]	h [m]	V [m/s]	k_{eff} [1/m/Hz]	Q_{eff}
10	15	520	2100	50	1250	$9 \cdot 10^{-4}$	3.5
				40	1100	$7.6 \cdot 10^{-4}$	4
				30	1000	$1.1 \cdot 10^{-3}$	3
				20	740	$1.5 \cdot 10^{-3}$	2.5
40	15	490	2000	56	1200	$1 \cdot 10^{-3}$	2.5-3
				40	1030	$7 \cdot 10^{-4}$	4
				20	690	$1.8 \cdot 10^{-3}$	2.5
				10	490	$2.8 \cdot 10^{-3}$	2
65	7	490	2100	53	1520	$4.3 \cdot 10^{-4}$	4.5-5
				40	1330	$4.2 \cdot 10^{-4}$	5.5
				30	1250	$9.6 \cdot 10^{-4}$	2.5-3
				20	1050	$1 \cdot 10^{-3}$	2.5
95	4	490	1900	53	1700	$3.6 \cdot 10^{-4}$	5-6
				40	1600	$3.7 \cdot 10^{-4}$	5.5
				10	900	$2 \cdot 10^{-3}$	2

Table IV. Seismic parameters determined by VSP

N° —number of measurement point; d —thickness of LVL; V_{LVL} —velocity of LVL; V_{eff} —velocity in consolidated rock; h —depth of sonde; V —average velocity; k_{eff} —absorption coefficient; Q_{eff} —quality factor

the signal has a somewhat higher frequency content (Fig. 57) than by linear sweeps. Thus it is senseless to trouble oneself with generating frequencies above 160–180 Hz, even by non-linear sweeps, for areas covered by an LVL thicker than 3–4 m.

This is confirmed by the filter test of a record shot by sweeps of 40–240 Hz (Fig. 58). One can see that above 140–150 Hz there is no coherent signal except the sound wave.

2.1.2 Detail survey of an oil field by high-resolution pseudoacoustic sections*

The Hungarian petroleum industry is increasingly demanding the integrated interpretation of surface seismic and well-logging data in order to plan the production strategy of explored oil and gas fields. This necessitates highly detailed seismic sections with the information content comparable with well data. This means a double task:

- a higher and more uniform resolution than usual is required to ensure information comparable with well data on complex reservoirs, i. e. those consisting of rocks of different ages.
- in addition to kinematic parameters (traveltime, velocity) investigations should be extended to acoustic impedance and dynamic parameters.

A study of the frequency dependence of the resolution was performed for the characteristic interval-velocities of reservoirs in Hungary. The results demonstrated that for the study of the internal structure of reservoirs the frequency content of seismic sections should be extended to the range over 50 Hz. Therefore the field and processing parameters of our detail survey of an oil and gas field in E-Hungary were planned to enhance frequencies above 50 Hz.

* I. Albu, I. Jánvári-Kántor, A. Pápa, Z. Timár (ELGI), I. Szulyovszky (GKV)

The reservoir—a complex multiple reservoir in the depth range of 1800–2070 m—is built up of a thin Miocene layer and pre-Cambrian metamorphic rocks. Before carrying out the high resolution survey a series of tests were performed to make sure that the required energy is obtained from the reservoir if the sweep is in a higher frequency range than the usual 10–50 Hz. It was found that it was not enough to extend the band towards higher frequencies, since in order to overcome the dominant effect of low frequencies, the lower frequency limit had to be set higher, too. The experiments resulted in a sweep of a frequency range of 18–92 Hz.

In the course of processing—performed by the SDS-3 program system—our main objective was to maintain the high frequency content of the signals. As a result of this there are signals in the time sections even in the frequency range of 50–70 Hz. In order to enhance high frequencies a 35–80 Hz band-pass filter was applied. This enabled us to map the thin Miocene layer with its thickness varying between 0–100 m. We think that by separating the Miocene formation of primary porosity and the brecciated pre-Cambrian formation of secondary porosity, as well as by detecting the oil–water contact within the pre-Cambrian (*Fig. 59*), we contributed to the better understanding of the reservoir. Many of our conclusions have since been confirmed by more recent boreholes.

After routine processing, the study of the dynamic parameters of the seismic signals as well as the pseudoacoustic transformation of the seismic section (needed for integrating seismic and well logging data) were started with the aim of obtaining direct information on the layer content and on the internal structure of the reservoir. For displaying more parameters simultaneously the instantaneous amplitude and instantaneous phase sections, computed by Hilbert transform, were combined. Amplitudes were illustrated by colours whereas the phase in black and white wiggle-trace form. On section Ga-6/86 (*Fig. 59*) the elevated metamorph reservoir between pickets 3000 and 5200 appears with an amplitude maximum indicating the high velocity contrast between the lower Pannonian and the pre-Cambrian crystalline rocks. The abrupt decrease of amplitude in some parts of the flanks make the occurrence of brecciated rock masses connected to old faults probable. From this it can be concluded that in fissured metamorph reservoirs of secondary porosity the decrease in amplitude may be due to increase in porosity (the determination of shale content necessitates further experiments).

Section Ga-3 is shown in *Fig. 60*. Here the instantaneous phase section could be interpreted independently from the amplitude. In borehole Sz-15 a VSP was carried out by the GKV between 710 and 1990 m. Comparing the processed VSP and the migrated time section of the surface seismics, the most characteristic waveforms can be correlated with a time correction of 7 ms. Thus the possibilities given by the VSP—lithological identification and layer velocity data—could be transferred into the seismic section. A phase peak could be correlated with the top of the reservoir and thus—independently from the amplitude relations—the top of the reservoir can be followed along the section.

By calibrating the acoustic log, all depth data can be transformed into time more accurately. Acoustic logging was performed in borehole Sz-15 by the Oil Exploration Co. (KV, Szolnok) between 1940 and 2145 m whereas between 1500 and 1940 m acoustic logs were synthesized from other well logs by means of the KISS program system. The 'acoustic' log produced this way was transformed to t_0 and calibrated to the seismic section using previously calibrated VSP data. This then allowed for the comparison of the recorded seismic and acoustic traces and the filtered and trans-

formed ones (*Fig. 61*). The velocity function can be further improved by the eventual matching of signals in time. The acoustic velocity curve calibrated this way was plotted in *Fig. 60* with the axis of borehole Sz-15 taken to be 3500 m/s.

According to borehole data the lower part of the Miocene gas reservoir that can be characterized with an abrupt decrease in velocity and with an amplitude maximum in the section, is a sandstone layer of increased porosity. This interpretation can be extrapolated to the space between the boreholes: similar amplitude anomalies will presumably indicate gas reservoirs of high porosity.

The investigation of the space between wells can be made more complete by producing pseudo-velocity sections. An example of this is a part of line Ga-4 almost parallel to Ga-3, 6–800 m to the south. The combined section of instantaneous amplitude and instantaneous phase can be seen in *Fig. 62* whereas the relative pseudo-velocity section produced by recursive inversion is illustrated in *Fig. 63* and the absolute pseudo-velocity section in *Fig. 64*. On all variants the matched velocity curves obtained by acoustic logging are plotted. The absolute pseudo-velocity section (*Fig. 64*) contains the interval velocity data obtained from VSP data and from seismic velocity analysis, i.e., the 'thick layer model'.

Between the boreholes there is an elevation of remarkable extension. In the instantaneous amplitude section (*Fig. 62*) the faults breaking up the elevated basement can be recognized by zones of decreased amplitude. These velocity anomalies are due—most probably—to internal brecciated zones. In the overburden the sandstone and aleurite bodies within the lower Pannonian low velocity clays and argillaceous marls can be identified with positive velocity anomalies in the time range of 1.4 to 1.5 s. Between boreholes Sz-45 and Sz-31 two sandstone (aleurite) layers of 10–17 m thickness can be found. It can be recognized that these are not continuous layers but separated sandstone bodies some of which may be gas reservoirs as well.

The material described represents merely the first stage of a project. Much yet remains both in the field of methodological research and in that of geological interpretation to fulfil these modest beginnings.

2.1.3 Compaction studies*

The formation and accumulation of several useful mineral raw materials, in particular hydrocarbons, are linked to basins filled with sediments of considerable thickness. Basin analysis aims at reconstructing the processes forming the basin and the present structure of sediments in time and space by means of integrated analysis of geological, geophysical and geochemical data. In basin analysis reflection seismic data are of critical importance since the structural and macrostratigraphic features of the basin can be best known by interpreting seismic sections. In principal it is also possible to get information on additional parameters, such as porosity, layer pressure and fluid flow, from seismic data. The palaeo data system of these parameters can also be reconstructed.

In 1986 the research team of the Geophysical Department of the Lorand Eötvös University (Budapest) prepared a study including the

— description of the fundamental conceptions and relations connected to the subject

* F. Horváth, M. Vermes (ELTE), I. Petrovics, J. Sipos, Z. Timár (ELGI)

- general theory of the compaction of sediments
- theory of producing porosity and compaction sections
- an algorithm for the approximation of one-dimensional decompaction of the sedimentary complex.

Fig. 65 shows the block diagram of the methods adopted for solving the tasks. This series of operations can be inserted into a seismic processing system. Starting from the stacked time section $t_0(x)$, the pseudoacoustic section (PAK) displaying acoustic impedance is produced. P -wave velocity can be calculated from acoustic impedance if the density function of the medium is known. An essential feature of the algorithm is that when calculating PAK traces, the results of velocity analysis are considered as a secondary condition. Assuming the velocity of the longitudinal wave to be known in both the pore fluid and in the rock matrix, the porosity section can be produced from the PAK section. The dependence of pore pressure on depth can be calculated from the porosity versus depth function. The porosity section may be the input for both the one- or two-dimensional decompaction procedures.

In 1987, algorithms for producing PAK, porosity and compaction sections were developed in detail and the relating computer programs were developed in the framework of a cooperation contract. A simplified one-dimensional decompaction process was also developed and fitted into the SDS-3 processing program system. According to the basic idea of PAK calculations, amplitudes of $t_0(x)$ seismic time section are taken—after appropriate preprocessing—as the estimates of the reflection coefficients $\{c_j\}$. An essential part of preprocessing is to ensure that neither the seismic nor the restored acoustic impedance traces should be band-limited. This can be achieved by the autoregressive extension of the spectrum [VERMES 1986: Estimation of the acoustic impedance by using the extrapolation of seismic traces. *Magyar Geofizika* 27, 3-4, pp. 92-123). The process of extrapolation extends the bandwidth of the waveform in the frequency domain, introducing the least possible outside information into the data system. Extension is accomplished following the inside logic of the originally available data. From the reflection coefficient series $\{c_j\}$ obtained this way, acoustic impedance is obtained by the relation

$$\log(\xi_k/\xi_1) = 2 \sum_{j=1}^k c_j$$

where: $\xi_k = \rho_k V_k$ is the acoustic impedance of the k -th layer (ρ_k is the density and V_k is the velocity). The impedance curve has to take up the values computed from velocity analysis results. This is ensured in the course of spectrum extrapolation.

Porosity is determined by means of the Wyllie relationship:

$$\frac{1}{V} = \frac{\Phi}{V_f} + \frac{1-\Phi}{V_m}$$

used in well-logging interpretation. Wave velocity V is taken from the PAK section. V_f and V_m are P -wave velocities in the pore fluid and in the rock matrix, respectively; Φ is the porosity value being sought.

To determine pressure, the Terzaghi equation describing the static equilibrium of sediments, is initially used to calculate:

$$p(z) = S(z) + \sigma(z)$$

where $p(z)$ is the pressure of the pore fluid versus depth, $S(z)$ is the load (the total pressure of the rock column of height z) and $\sigma(z)$ is the effective stress in the rock matrix. This equation finally leads to the solution of a differential equation.

In the following we illustrate the operation of the program system through practical examples. Fig. 66 shows that part of a time section which was the input data system. Fig. 67 shows the traces with extended spectrum. 8 velocity values were entered as outside information to improve the accuracy of the extension. The PAK section is illustrated in Fig. 68 coloured according to velocity calculated with the assumption of constant density. The colour velocity scale can be seen on the left-hand side of the figure. Fig. 69 shows the porosity section calculated by the Wyllie relationship. The colour scale is calibrated to porosity in per cents.

Future aims and developments include:

- to work out the programs (not yet completed) of the block diagram of Fig. 65, namely the determination of palaeoporosity and palaeopressure using the Terzaghi equation;
- to test the complete system on a wide range of seismic sections, and
- to test the effects of various parameters as well as the sensibility of the system to these parameters.

2.1.4 Development of an interactive geophysical workstation*

The principal objective of ELGI's development program is the establishment of a graphic workstation promoting seismic interpretation. Development work is being simultaneously carried out both for hardware and software within the framework of a Soviet-Hungarian Cooperation project.

At the present stage, the workstation IAGM-I consists of the following units:

- Z80 central processor;
- 2 Mb operative memory;
- 86 Mb Winchester fixed storage (2 pieces) one for 30 2-D time sections (2 Mb data), the other for a 3-D survey consisting of maximum $256 \times 256 \times 512$ data;
- 2 colour monitors of 850×512 resolution; one for image manipulation, the other for comparison of images copied side by side;
- black and white quasigraphic monitor; operator's console;
- GITA-11 digitizer for manual horizon picking and menu control consisting of a graphic table, a reading coil and the operator's panel;
- keyboard for menu control.

The R-11 host computer enables a two-way transfer of seismic data and/or graphic information, whereas an IBM-PC/AT with magnetic tape unit allows stand-alone operation of the workstation.

Seismic imaging is done by colour-coding the amplitudes of sampled seismic traces. A vertical line of raster points represents a seismic trace. There is a choice of 4096 colours from which one can choose a maximum of 64 colours simultaneously. In Fig. 70 one can see a time section of the Nagygyháza coal exploration project displayed by a colour scale of 16 grades. A given range of the troughs is represented by the top colour of the colour scale—here by white—including—in the case of a strong reflector—practically all the samples of the negative half phase. The same is

* F. Horváth, M. Kaszás, J. Kiss, K. D. Lőrincz, I. Rácz, E. Széphelyi, É. Zsadányi

true for the range of peaks with the bottom colour of the scale, i.e. with claret. Thus the graduation of the colouring can only be seen for the weak reflections within one trace.

The structure of the program package is based on a menu system. This main menu system, including the processing menus, can be seen on the photo taken from the black and white monitor (*Fig. 71*). Each processing menu contains further sub-menus. The menu initializing the system is on the top of the main menu system. Underneath there is a menu providing selection from where one can proceed further in 3 different directions. The menu Computer Transfer and Communication enables the two-way transfer by means of the connected IBM-PC/AT or R-11 host computer, whereas block: System Test, Maintenance, Test Patterns is designed for testing the system. The third branch, Local Mode Processing of Stored Data contains seismic operations for data of the Winchester storage. There are two possibilities within this branch: call for 2-D or 3-D material. On branch Display Parameter Set-up the parameters of the actual image can be set (colours, dynamic range, scale selection, use of windows for time sections larger than the screen) whereas branch Geophysical Image Processing includes different image manipulation processes (applying of markers, reflection picking, etc.). The sub-menus of this last branch can be seen on the photo taken from the black and white monitor (*Fig. 72*).

The functions of Geophysical Image Processing are as follows: horizontal and vertical lines as well as a cursor appearing as a point can be called in from the Markers block. The actual position of the cursor is digitally displayed on the top of the screen. The ROI process enables point by point drawing horizontally and vertically on the screen (if a joystick is connected to the system, then drawing in any direction is possible). Text function is designed for writing texts on the screen. The text may consist of 8 alphanumerical characters and at entering it appears in the Text window block. The Graph table command serves for activating the digitizer. By moving the reading coil on the graphic table, manual drawing on the screen (horizon tracking, fault tracing, entering of well logs) becomes possible. Graphic information (text, lines) can be cleared by functions Clear point and Clear field, enabling correction. In block Objects circles and squares of varying size and position can be marked out (which are necessary for functions to be mentioned later). Numbers indicate side length or radius given in the respective raster points. By calling in the Filters block one can choose from three kinds of filters: Gauss and Laplace are averaging filters whereas Contour is an edge filter. Using the commands of the GEO Color block, display of seismic data can be coloured according to attributes other than amplitude. Selecting the first function of the block results in an image coloured according to signs, selecting the second results in a variable frequency, while selecting the third results in a maximum amplitude display (*Fig. 73*). Colouring according to maximum amplitude differs from the original display (*Fig. 70*) in that the given half phase (positive and/or negative) is displayed by the colour representing the maximum amplitude in that phase. Thus the vertical series of points corresponding to a seismic trace will be divided into stretches of the same colour. This way of colouring facilitates the tracking of varying amplitudes along geological boundaries. Colour displays according to different attributes are produced by simple image processing algorithms (no Hilbert transform!).

The signal intensity can be displayed along the vertical or horizontal line called in from the Markers block by the Density profile command of the Statistics block. In the case of a vertical line this means a seismic trace in wiggle trace form. By means

of the Histogram function, amplitude distributions can be calculated for closed curves marked out in the Objects block or for the whole section. The amplitude distribution is displayed graphically, while the mean values and the variation numerically. From these figures display parameters can be set for the appropriate dynamic range of the section. Automatic horizon picking can be performed by the Search process in horizontal or vertical direction.

The functions of the Enlarge block enable horizontal or vertical enlarging as well as in both directions. Enlargements can be carried out by the powers of 2, centrally with linear interpolation between the displayed points, without limitation on repetition.

The block Geomark is designed for displaying and storing graphic information. Identification data of the section can be brought onto the screen by means of the Reference command. The header of the section stored on disc as well as an identification grid with trace numbers horizontally and time values vertically, can be displayed. There are 6 bits available for displaying graphic information. 2 of them are so-called work bits (W, F), their content should be copied to any of the TW, TB, M1, MO bits or to their combination for storage. Any of the listed 6 bits can be allowed or prohibited by the Overlay CTRL command. (When prohibited, the content of the bit remains, although not visible.) The allowed bits are inversely displayed in the Overlay block in the lower left corner of Fig. 72. Overlay color can be used for colouring certain bits or bit combinations. Since bit combinations are of independent colours altogether 15 different colours can be used for picking horizons. Copying from work bits into the above 4 bits can be performed by means of Over. to Image and vice versa by means of Image to Over.. The content of the 4 bits can be stored on the Winchester; in the case of 3-D material the pick will also be automatically marked on the cross sections. The content of the bits can be cleared by the Clear Overlay command. The Mapping function can be used for 3-D materials. The picks on the time slices will be projected to a plane parallel to them and they appear as coloured contour lines.

In the 3D data block orientation is enabled by means of the sub-menus of branch 3-D Transfer from Winchester into Display of the main menu. Any of the planes in the main direction can be displayed by itself or in combination. One can look into the data block from 4 different directions. If merging 3 planes (2 vertical and 1 horizontal) the 3 planes can be illustrated either in open cube (Fig. 74) or in corner cube form (Fig. 75). In Fig. 75 horizons AH and BH were picked automatically. Time sections parallel to that on the screen can be displayed by generating animation. If there are 3 sections perpendicular to each other on the screen (Figs. 74, 75) then from the two vertical time sections the ones parallel to that on the left side can be called to the screen in a quick succession. By means of the so-called chair, 6 planes can be displayed simultaneously. In this case (Fig. 76) within the 3 basic planes a parallelepiped can be seen bounded by 3 planes of any serial number.

Besides these possibilities successive time slices can also be studied. An example for this can be seen on Fig. 77. These time slices were prepared from the AH horizon of Fig. 75. The presented 3-D material was prepared in the Soviet Union by the Central Geophysical Expedition.

Interpretation of 3-D seismic data has been radically improved and processing accelerated with workstation IAGM-I's facilities. Further development is directed towards the creation of an interactive interpretation facility for 2-D seismic data.

2.2 GEOELECTRIC METHODOLOGICAL AND INSTRUMENTAL RESEARCH

2.2.1 2-D numerical modelling for direct current resistivity problems*

Numerical methods most frequently applied to model 2-D and 3-D geoelectric problems (finite-difference, finite-element and integral equation methods) require the use of large high-speed computers, even for simple geological models. However, the Polozhii decomposition procedure [POLOZHII 1965] can be executed on a personal computer [JAMES 1985].

This approach is suitable for studying 2-D structures that can be constructed with 1-D regions (for the program discussed, a maximum of 3) (*Fig. 78*). Such structures may be vertical contacts, vertical dikes, vertical faults, grabens and horsts. Each 1-D region might contain layers of an arbitrary number. The electrical potential and quantities derived from it, e. g. apparent resistivity or conductance, can be determined on an arbitrary plane of the studied halfspace. The source electrodes might be located within the medium as well, thus modelling of measurements with buried electrodes (e. g. cross-hole methods) is possible too.

The problem is neither 2-D nor 3-D but rather 2 1/2-D (a 2-D geoelectrical structure and a 3-D source) and can be reduced into a series of simpler problems using the Polozhii transforms analogous to analytic Fourier transforms. Unlike the Fourier transform which can only be applied to the coordinate in the strike direction (in *Fig. 78* this is the *x*-direction), the nonuniform Polozhii transform can also be applied in the direction of resistivity variation (in *Fig. 78* this is the *z*-direction). Thus instead of the 3-D problem we can directly solve a number of 1-D problems. For a model with several hundred thousand nodes with 2 regions (e. g. a fault), the execution time on an IBM-PC/AT is 15–20 minutes and for a 3-region model (e. g. a graben) 40 to 60 minutes. The execution time, which depends mostly on the number of nodes in the *z*-direction, is independent of the layering and location of electrodes. Results obtained by this numerical method were compared with analytical results for simple models (vertical contact, dike, 1-D model), and the agreement is good for two value sets calculated in different ways, if the parameters are properly chosen (i. e. number of nodes and grid spacing in different directions, parameters of the terminal-impedance at the boundary of the studied halfspace). For problems which cannot be solved analytically, results of numerical modelling were compared to that of physical (tank) modelling. Differences fell into the order of measurement errors.

Some examples concerning the DC potential mapping (PM) frequently used in solid mineral prospecting are shown. In this method the source electrodes, A and B, are positioned far away from each other and potential measurements are carried

* Varga M.

out about the midpoint of the AB line ($AB/2$). Fig. 79 shows the apparent resistivity (ρ_a) values calculated for a resistive and a conductive dike using both the analytic and numerical methods, respectively. The agreement is better for the resistive body, on the other hand, for the conductive body the ρ_a values are closer to the specific resistivity of the body. Fig. 80 shows the S_n values normalized to the values belonging to the 1-D halfspace to the left over a series of faults. It can be seen that according to expectations the right-hand-side asymptotes of the S_n curves approach the thickness of the first layer of the halfspace to the right. Fig. 81 shows the normalized S values computed over two grabens and two horsts of different widths. Using the S_n curves the approximate width of the horst can be determined but only qualitative conclusions can be drawn about the parameters of the graben.

References

- POLOZHII, G. N. 1965: The method of summary representation for numerical solution of problems of mathematical physics, Pergamon Press
 JAMES, B. A. 1985: Efficient microcomputer-based finite-difference resistivity modelling via Polozhii decomposition, *Geophysics*, **50**, 3, pp. 443-465

2.2.2 Transient electromagnetic scale modelling with a field device*

Geoelectric mathematical and scale modelling has been carried out in ELGI for several decades. However, program development and scale modelling were mainly limited to direct current and frequency domain electromagnetic methods. As a result of the intensive methodological research activity prior to the purchase of the EM-37 transient system (Geonics Ltd., Canada) different programs were developed to calculate the transient response of 1-D models. Study of the potential inherent in this method necessitated the knowledge of transient behaviour of 2-D and 3-D models. For the time being, however, computational requirements of 3-D mathematical modelling cannot be met, thus we began the experimental investigation of the feasibility of scale modelling.

The EM-37 field device was used in its original form in our experiments but, according to the model law, small-size transmitter loops and receiver coils had to be made. The loop and coil parameters are

	Area	Height	Turns
TURAM			
transmitter loop	30 × 60 mm	5 mm	50
receiver coil	10 × 10 mm	5 mm	50
CIL			
transmitter coil	11 × 11 mm	5 mm	75
receiver coil	r = 3 mm	5 mm	50

Choice of proper materials was a serious problem. Sampling times of EM-37 and smallest manufacturable dimensions strongly limit the range of suitable materials. The resistivities of the majority of cheap and common metals are too low to model the resistivity conditions of the domestic geologic structures. The resistivity of iron

* Balog Gy., Csathó B., Prácsér E., Sörös L.

would be suitable, however, it cannot be used because of its high magnetic permeability. In cooperation with the Department of Casting at the Technical University of Heavy Industry in Miskolc we succeeded in finding two suitable alloys. Firstly bronze type NBZ-4 and then a nickel-steel alloy called NIRESIST (which becomes non-magnetizable after a heat-treatment) were found acceptable. The resistivity of bronze is about $0.7 \cdot 10^{-7} \Omega\text{m}$, and that of NIRESIST is $8 \cdot 10^{-7} \Omega\text{m}$. These values correspond to 7 Ωm and 80 Ωm if a model scale of 1:10,000 is used. Machining of the models was carried out on a milling machine and a surface grinder with an accuracy of 10 Ωm . Contact between the fitting surfaces was ensured mechanically with strain clamps.

Soundings with the central induction loop (CIL) array play a dominant role in the transient surveys carried out in Hungary. Their most important practical aspects (e. g. lateral resolution, detectability of small 3-D structures) can directly be studied by scale modelling. *Figs. 82 and 83* show the results of measurements performed over the models of a graben filled with conductive material and a vertical fault. Scale 1:10,000. The overburden is made of bronze and the bedrock of NIRESIST. The location of both the fault and graben can be determined unambiguously from the grey scale image. Depth of the bedrock was determined using both the TRH* and interactive curve fitting methods. For the fault the depth of the downthrown part can be determined to 10% accuracy at a distance equal to the depth of the lower edge of the fault. The depth of the graben, obtained from the interpretation, is less than the real one.

It can be seen that the "visual field" of the array is approximately the spatial domain within a cone with an apex angle of 45° . The lateral resolution increases with decreasing dimensions of the transmitter as far as dimensions of the investigated structure become large compared to that of the measuring system. After that no significant improvement can be expected.

It is a frequent and difficult task to detect small bodies having a conductivity one order of magnitude higher than that of the conductive host rock. Detection of conductive bodies embedded in a highly resistive medium is relatively simple, and the theoretical background is clear. The effect of conductive host rock—judged by the evidence of papers—is being studied by several teams involved in EM investigations. Our experiments, carried out with the TURAM configuration, also aimed at this problem.

We carried out measurements over three models:

- 1) uniform conductive halfspace (4 cm thick NIRESIST plate)
 - 2) conductive prism in free-space (bronze parallelepiped, wood)
 - 3) conductive prism in conductive halfspace (bronze parallelepiped and NIRESIST).
- Fig. 84* shows the measured H_z values for 20 channels along the marked lines. The first set of curves reflects the well-known time behaviour of the EM field over the uniform model, while the second one shows the powerful extreme values over the bronze parallelepiped embedded in a resistive medium. In the third and fourth curve sets (3a. and 3b.) the response of the combined model can be seen along the orthogonal lines. The anomaly over the body almost disappears in the regional background noise of the environment. With the purpose of studying the anomaly we subtracted the field of the uniform model from the field of the combined model (*Fig. 85*). This subtraction made the effect of the bronze parallelepiped clearly visible (hatched area).

* Transformation of resistivity versus time function into resistivity versus depth function

The anomaly changes sign several times, this is due to the interaction between the halfspace and the parallelepiped. The reason for this apparently unusual behaviour can be observed in the plotted decay curves. The conductive mass of the parallelepiped distorts the field of host rock as if it were a uniform medium of a specific resistivity less than the concrete value.

The conclusion can be drawn from our experiments that inexpensive materials and the field device can be used, and without special lab conditions, time domain EM modelling is feasible. Measured and calculated values for a horizontally layered model show close agreement. If we suppose that this is valid for 3-D models as well, the practical significance of our experiments becomes obvious. Question of resolution power, problems of dipping layers and topographic effects can be directly studied.

We have not got a satisfactory answer to the important problem of "current channeling". If a current flows through the boundary between two media of different conductivity, as a result of charge accumulation at the boundary, an additional current and magnetic field are generated, and this makes the simple description based on inductive interaction more complicated. It makes a difference whether the vicinity of a conductive body is non-conducting or—even if very poorly—conducting. Current channeling significantly modifies the generated EM field. In our measurements, e. g. in the case of fault model we substituted either the poor conductor NI-RESIST for an insulator or we cut the contact along the fault plane between the bronze and NIREST. The profiles measured in this way showed no significant variation compared to the original values. This suggests that the effect in question either falls into the order of measurement error for the given model or, in spite of our efforts, the contacts were not satisfactory, and thus current channeling could not develop.

2.2.3. The cross-hole radio-wave absorption technique in bauxite prospecting*

In radio-wave absorption measurements, the transmitting antenna (vertical electrical dipole) located in a borehole or tunnel, radiates radio waves which propagate in every spatial direction [PETROVSKII 1971, PETROVSKII and POPOV 1977]. During propagation EM energy is absorbed according to the electrical parameters of the medium and to the frequency of the waves; their amplitude decreases compared to the initial value near the transmitter. Rate of wave absorption can be described by the absorption coefficient β . The receiving antenna, located in a borehole or tunnel, picks up the electric field component parallel to the antenna (E_z). The equations describing the electric field in a uniform isotropic medium at any $P(x, y, z)$ point within the wave zone are

$$E_z = E_0 \frac{e^{-\beta(R)}}{R} \frac{r^2}{R^2} \quad (1)$$

$$E_0 = \mu\omega \frac{IL}{4\pi} \quad (2)$$

$$\beta = \omega \sqrt{\frac{\mu\epsilon}{2} \left(\sqrt{1 + \frac{1}{\rho\omega\epsilon}} - 1 \right)} \quad (3)$$

* Yi Y. S., Zhou H. (Institute of Geophysical and Geochemical Exploration, Ministry of Geology and Mineral Resources, Langfang, China), Kirdly E., Simon A. (ELGI)

where x , y , z are the Cartesian coordinates, and the origin of coordinates is the transmitting dipole,

E_0 is the initial field strength, near the antenna,

I is the current flowing in the antenna,

L is the effective length of the antenna,

μ is the magnetic permeability of the medium,

ω is the angular frequency of the waves,

R is the distance between the origin and point P ,

r is its projection on the x - y plane,

ϵ is the permittivity of the medium,

ρ is the specific resistivity of the medium, and

β is the already mentioned absorption coefficient.

The transmitter of the Chinese-made instrument JWQ-3A radiates about 1 W power at any of the following frequencies: 0.5, 1, 2, 4, 8, 16 or 32 MHz. Its receiver measures the amplitude of the incident wave's electrical component parallel to the antenna (E_z), and its relation to the initial electric field strength (E_0) is displayed in dB (henceforth called attenuation):

$$C = 10 \lg \frac{E_z}{E_0} \text{ [dB]} \quad (4)$$

Measured data are fed directly into the memory of a microcomputer. The transmitting and receiving antennas are linear dipoles and their length is usually chosen to be about half of the wavelength. Both transmission and reception are performed inductively, that is without making galvanic contact (grounding) with the medium (borehole wall). The diameter of the transmitter and receiver units, to be lowered into boreholes, is 35 mm and the system can easily be moved by hand.

The absorption coefficient of bauxites is usually many times larger than that of dolomite. This provides a basis for detecting bauxite bodies occurring in dolomite. In the course of our experimental measurements we carried out parameter determinations in the vicinity of the Vörösföld-I near-surface bauxite lens (Transdanubia) to allow for choosing the optimum frequency, and to check whether the attenuation of waves differs sufficiently in bauxite and the host rock (dolomite) in the given area. For that purpose we carried out radio wave logging in boreholes drilled in the bauxite body and in the barren rock. In Fig. 86 logs measured in five boreholes at 16 MHz (the optimum frequency) can be seen. In bauxite the attenuation is approximately 90 dB, and in dolomite approximately 77 dB. This difference in the wave absorption property proved to be sufficient to solve the discussed geologic task.

We carried out cross-hole measurements between boreholes P3 and F144B in order to detect a dolomite ridge. The transmitter and the receiver were simultaneously moved in the boreholes, then the transmitter was kept at a constant depth in one of the boreholes and the receiver was moved in the other (Fig. 87).

Plotting the values of attenuation versus the depth of the receiving antenna, we obtained the "attenuation profiles". Because the boreholes were near to each other compared to their depths for measurements with a stationary transmitter and a moving receiver the transmitter-receiver separation varied strongly. Thus the measured attenuation data should be normalized to the transmitter-receiver separation. Normalization can be performed using equations (1) and (2). In the figure the normalized curves are shown.

Those parts of the attenuation profiles which are determined by the waves passing through the bauxite—although with some scattering—are parallel to the depth axis. In those parts, to which paths partly crossing the dolomite ridge belong, the profile deviates towards the lower attenuation values in proportion to the section of the path in the dolomite. Deviation of the profiles is definite; it clearly detects the presence of the dolomite ridge, and allows for unambiguous interpretation. Starting points of deviations should be determined in the profiles. Lines drawn between the transmitter and these break points intersect in the vicinity of one point in the space between the two boreholes. This point gives the peak—or height—of the dolomite ridge with an accuracy of some m for the given model. Profiles measured with transmitters lowered to the depth of 15 m show practically no deviation, that is all paths belonging to the different receiver locations pass through bauxite only.

Using this method, bauxite bodies between boreholes 20–30 m apart can be reliably detected. This justifies its routine application for detailed prospecting for bauxite lenses with drillings, in order to plan strip mining.

References

- PETROVSKII A. D. 1971: Radio wave methods in underground geophysics (in Russian). Nedra, Moscow, 223 p.
- PETROVSKII A. D. POPOV A. A. (Eds.) 1977: Manual for radiowave method of downhole and tunnel geophysics (in Russian). Nedra, Moscow, 335 p.

2.2.4. Shallow geoelectrical prospecting with electromagnetic conductivity measurement*

These days investigation of shallow depths (<30 m) has been gaining more and more importance beside the deeper traditional geophysical investigations. The increasing importance of environmental protection and the growing demand for investigation of raw material deposits exploitable by openpit mining (e.g. gravel, clay, bauxite, lignite, etc.) justify this trend. The rapid and effective geophysical prospecting is a great help in solving different engineering tasks. In our paper we take a look at the electromagnetic mapping that can be used for the tasks listed above. Mapping and profiling methods representing the first stage of geoelectric surveys should meet several requirements: Easy and rapid performance of measurements, accuracy, a simple interpretation method, possibility for graphic representation and interpretation in the field.

ELGI purchased an EM-31 conductivity meter from the Canadian firm, Geonics Ltd., in 1986. The most significant advantages of this SLINGRAM system are that there is no need to make a galvanic contact between the ground and the measuring system, and high resistivity layers do not cause screening. Thus measurements can be carried out in areas where direct current measurements are not feasible (e.g. roads, rocky areas, screening gravel layers). Other advantages of EM mapping are speed, precision, excellent lateral resolution and sensitivity to small resistivity changes.

The EM-31 conductivity meter uses two coplanar coils with an intercoil spacing of 3.66 m. The transmitter coil generates a sinusoidal field at a frequency of 9.8 kHz, and the receiver measures its inphase and quadrature-phase components. It is known

* Balog Gy., Csathó B., Prácser E., Vincze L.

that in the range of low induction numbers there is a simple relation between the measured magnetic field components and the geoelectric parameters of the earth [MCNEILL 1980, KAUFMAN and KELLER 1983]. Thus the quadrature-phase component of the measured magnetic field—in the case of uniform halfspace—is proportional to the specific conductivity of the halfspace (or to the specific resistivity). Using this, the instrument was calibrated to display directly the apparent conductivity (if the coils are horizontal and the instrument is at a height of 1 m). Measurement of inphase component sensitive to susceptibility is suitable for detecting metallic objects.

The development that started in 1986 aimed at two main goals. The first was the study and introduction of transformations and measuring techniques that allow for increasing the information content of measurements and speeding up the interpretation. The second was to ensure the possibility for digital data recording and on-site interpretation.

The value of the measured apparent conductivity (basically being the measured quadrature-phase component of the magnetic field multiplied by a constant) depends on the height of the instrument above the surface and on the orientation of the coils. Thus it is advisable to introduce the concept of apparent resistivity similar to the traditional one.

Let the apparent resistivity be the specific resistivity of that halfspace, over which a resistivity value equal to the measured one would be obtained with the given configuration. This apparent resistivity can easily be calculated using the equations

$$\rho_a = \frac{1000 z(h)}{\sigma_a z(1)} [\Omega\text{m}] \quad \text{for vertical magnetic dipoles}$$

and

$$\rho_a = \frac{1000 z'(h)}{\sigma_a z'(1)} [\Omega\text{m}] \quad \text{for horizontal magnetic dipoles,}$$

where σ_a is the measured apparent conductivity,

h is the height of the instrument over the surface, and

z and z' are simple functions of h .

We checked the accuracy of the transformation, and the height dependence of the apparent resistivity was only a few percent. Changing the height of the instrument over the surface and the orientation of the coils changes the distribution of the eddy currents induced in the earth. In favourable cases layers of different resistivity can be detected based on these changes. Taking into account the relatively poor vertical resolution of soundings, carried out by changing the height, a qualitative interpretation method has been introduced instead of the interpretation with curve fitting. This was based on the construction of apparent resistivity—apparent depth profiles similar to the DC dipole-dipole profiles.

Apparent depth is defined on the basis of the current distribution function that can be obtained for a uniform halfspace. The apparent depth is defined as the depth below which the contribution of the earth to the measured signal is the e -th part of the total effect. The apparent depth defined in this way—for vertical coils—is almost directly proportional to the height of the instrument above the surface, while for horizontal coils the relation is much more complicated, and the apparent depth changes only slightly when changing the height of the instrument.

It is advisable to transform the sounding curves into apparent depth—apparent

resistivity curves. These, unlike the instrument height-measured "apparent conductivity" curves given by the manufacturer and suggested for interpretation with curve fitting method, reflect the resistivity and depth conditions of the models correctly (Fig. 88).

The gradient method [FROHLICH and LANCASTER 1986] is suitable for enhancement of shallow 2-D and 3-D inhomogeneities. Studying the effectiveness of the method by mathematical modelling (Fig. 89), it can be seen that the difference between the magnetic fields generated by transmitting dipoles at different heights rapidly decreases moving away from the transmitter in both horizontal and vertical directions. Thus the effect of the regional changes in resistivity of the earth can be eliminated using the difference calculated from the resistivity values obtained from measurements at different heights.

Effectiveness of field measurements has been greatly increased by interfacing a PTA-4000 pocket computer, as a data logger, to the instrument (Fig. 90). Digital data acquisition and storage eliminate subjective errors in observation, and allow for simultaneous measurement at both channels and real-time resistivity calculation.

The scheme of the data logger has already been published in our 1985 Annual Report [SIMON et al. 1986]. The data acquisition program (in addition to acquisition, storage and display of data) makes the calibration of the instrument easier and allows for continuous measurement of parameters as well but without storage. It continuously checks the batteries in the instrument and in the data logger. In data storage mode of operation, stepping of coordinates takes place after inputting the header, both in profiling, mapping and in soundings. The program can simultaneously store 2000 observation data in five independent data files, and it provides possibilities to check or correct during the measurements. The data printout is substituted for the field report. Using the profiles drawn by the printerplotter of the pocket computer a preliminary interpretation can already be made in the field. Observed data are temporarily recorded on a cassette tape. Data transfer to an HP-9845 desktop computer opens the possibility for storing the data on disks and for constructing maps by a computer.

Conductivity profiling with shallow penetration has been successfully applied to solve the following tasks:

- general purpose geologic mapping (identification of near-surface rock types, detection of fault and fractured zones),
- determination of the topography of the high resistivity basement,
- measurement in openpit and underground mines (e.g. near-surface lignite and bauxite mining, etc.),
- archaeological surveys,
- delineation of buried pipes and other objects of metallic conduction,
- prospecting for raw materials for the building industry,
- engineering geological surveys,
- study of soil contamination, etc.

Some field examples demonstrate the effectiveness of the method, data processing and interpretation procedures discussed above.

The purpose of measurement shown in Fig. 91, was to investigate a syncline in the Triassic basement. Geologic mapping was supplemented by electromagnetic measurements with the EM-31. It was possible to delineate precisely the outcrops and to differentiate between formations of different type and age below the thin loess or soil.

The figure shows the results of mapping performed around the borehole Met-1 in Mencshely, representing the measured apparent resistivities in an axonometric form. Not only is there good correlation between the geologic mapping and apparent resistivities but there is also the possibility to correct the observation map using the apparent resistivity data.

Effects of secondary field due to different pipelines can distort the results of measurements carried out with high-resolution electromagnetic methods (transient, controlled source frequency sounding) and make them uninterpretable. Based on our earlier tank model experiments we are mostly able to decide whether the distortions in field results refer to pipeline effect or not. Reliable study of the problem, even forecast of the pipelines (thus avoiding unnecessary measurements) are also possible by the induction profiling performed with the EM-31. Because the anomalies developing over pipelines are well known from modelling, the exact location of the pipeline can be determined. An example of that is shown in *Fig. 92* from the vicinity of Farkasgyepű. The very similar nature of the distortions in the field frequency sounding curves and tank model curves can be observed. The apparent conductivity-inphase magnetic component profile pair clearly demonstrates the significance of the measurement of inphase component sensitive to susceptibility. Where the change in conductivity is caused by geologic effects, the inphase component is almost constant, but over the pipeline there is a very sharp anomaly.

The goal of the experimental measurements carried out on the Csepel Island, near to Makád, working with the Central Danube Valley District Water Authority, was to suggest a set of geophysical methods which are suitable for rapid and perfect study of the material in the earth embankments. Thus changes in the embankments caused by the water load can be detected with the minimum number of samples.

Results of EM mapping and profiling carried out in a dry, unloaded state are compared with that of measurements under water load are shown in *Fig. 93*. The structure of the embankment was determined by engineering geophysical soundings (*Fig. 93/b*). Results of EM profiling are plotted in a form discussed above, as apparent resistivity-apparent depth profile (*Fig. 93e* and *f*). It can be seen that at low water level the resistivity of the clayey silt in the dam is high compared to that of its vicinity which is lower because of the water saturation. Under water load the embankment becomes homogeneous from a geoelectric viewpoint. Based on our experiments up to now it is very likely that the process of water saturation can be monitored by EM measurements and the critical places—where the dam body might get damaged, where slope sliding or failure might occur—can be found.

References

- FROHLICH A., LANCASTER W. J. 1986: Electromagnetic surveying in current Middle Eastern archaeology: Application and evaluation. *Geophysics*, **51**, 7. pp. 1414-1425
- KAUFMAN A. A., KELLER G. V. 1983: Frequency and transient sounding. Elsevier, Amsterdam-Oxford-New York, 685 p.
- MCNEILL J. D. 1980: Electromagnetic terrain conductivity measurements at low induction number. Technical Notes, TN-6, Geonics Ltd.
- SIMON P., VERŐ L., VINCZE L. 1986: Field data loggers and preprocessing units for geoelectric instruments, Annual Report of the Eötvös Loránd Geophysical Institute of Hungary for 1985, pp. 206-208

2.2.5. Development of the field measurement control and data acquisition unit ISODEM*

In the early 80's we planned the development of the field geoelectric data acquisition and preprocessing unit PURO in the framework of the INTERGEOTECHNIKA Comecon programme. After several years work and many specialists' meetings we had to realize that conditions were not ripe for the development, or use of such a field computer. The available electronic parts and peripheral units did not allow for the necessary low consumption, and those geophysical instruments that would have been connected to the planned PURO did not exist. Input of the instrument readings through a keyboard is complicated, so this solution did not work well in practice. By the second half of the 80's the situation had changed. The Soviet-made processor K-588 and the CMOS static RAMs already meet our requirements. They were able to perform preprocessing of geophysical data and to control measurements. At the same time, as a result of our own development activity and similar achievements in the Soviet Union a new generation of geoelectric instruments had appeared. To these—through standard interfaces—data acquisition and preprocessing units could be connected. Therefore in 1985, with a slightly modified goal, we suggested restarting the PURO programme. On the Soviet side, SNIIGGIMS (Novosibirsk) cooperated with us.

In 1985 we specified the technical requirements in a bilateral meeting held in Novosibirsk. In 1986 this instrument development got into the Complex Programme for Technical and Scientific Development of the Comecon (Task 1.4.6., Development and manufacture of new technical tools to carry out geological works). The contract for the R and D work was signed in October, 1986. Keeping the schedule we finished the lab version of the unit in 1987. After testing it, we checked the hardware, the system program and the compatibility of our unit with the Soviet computer Elektronika 60. After getting favourable results we rewrote a FORTRAN digital filtering program, so that new version could be run on our unit. This run has shown the kind of services our unit can offer—data input from cassette, data presentation on a screen, data correction, and after running a program presentation of results, and storage on cassette—and the size of programs that can be effectively run, without difficulties.

Change of the unit's name to ISODEM refers to the modified aims, too. Block diagram of ISODEM, involving the developments planned for 1988, is shown in Fig. 94.

The real-time clock (1) provides the timing necessary for the measurements and generates the time base. It operates in the OFF state of the unit. The operator is in contact with the central processing unit through the keyboard (2), containing complete Latin and Cyrillic alphanumeric character sets. The CPU (3, 4) is constructed from a DEC-compatible, 16-bit CMOS microprocessor type K-588 to which a high-speed multiplier unit is connected. This is very advantageous in real-time execution of geophysical algorithms. As a further step the present memory of 160 kbyte (5) will be extended to 0.5 Mbyte. The display (6) has a resolution of 512×256 pixels and it is suitable for simultaneous presentation of alphanumeric and graphic information.

Preprocessing block A can be built according to the tasks connected to the

* Gyenge L., Verő L.

specific measuring techniques; its basic parts are the floating point arithmetic processor (7), the memory extension (8), the multiplexer (9) and the timer (10).

Communication with different geophysical instruments, peripheral units and other computers is ensured through standard (serial, parallel, RS-232C, IEC-625) interfaces (11, 13, 14, 17). In addition to the K-588's own bus (18), the Z80 processor (12) together with its bus system (19) allows for versatile use.

The cassette recorder (15), which satisfies the requirements of the international standard ISO-3407, serves as a background store and ensures the data transfer to other computers. The printer-plotter can make a hard copy of the display image.

The power source which supplies the electronics with the required voltages is not shown in the figure. In order to reduce the consumption the power source immediately turns off the units which are not used.

Field test will be the last part of this R & D contract in 1988. During these tests reliable operation of the field-resistant version should be demonstrated, and our unit should be connected with geophysical receivers developed by Soviet institutions. Only after successful solution of these tasks will three copies of the final version be manufactured.

2.3 WELL LOGGING METHODOLOGICAL RESEARCH AND APPARATUS DESIGN

2.3.1 Theoretical modelling of neutron fields*

The HOLLO program package was completed in 1987 with the cooperation of the Technical University of Budapest. This program package can be run on an IBM PC/AT computer and serves to calculate the neutron radiation field around neutron-neutron sondes by the Monte Carlo method. Inputs for the program are: composition of elements in the rock matrix around the hole and in the drilling mud; energy spectrum of the neutron source used in the sonde; and geometric data of the borehole and of the sonde. To determine neutron physical parameters of various materials the program uses a nuclear data bank of 47 energy groups; correspondingly, neutron spectra are calculated in 47 groups. To describe conditions of the sonde and of the borehole the program works with five 'regions' (groups of parameters representing the source, the moderator, the detector, the borehole and the rock). It is also possible to take into account asymmetrical positions of the sonde. *Table V* gives a comprehensive view of the HOLLO program package with subroutines for various functions, with types of input and output data files and their notations.

Program	Functions	Input file	Ooutput
HOLLO H L P	Display of the directory	—	—
HOLLO R E G	Display of region numbers	—	—
HOLLO M A T	Call of composition parameters	—	.hom
HOLLO M T A	Display of composition parameters	.hom	—
HOLLO G E O	Call of geometrical parameters	—	.hog
HOLLO G T A	Display of geometrical parameters	.hog	—
HOLLO S P E	Call of source spectrum	—	.hos
HOLLO S T A	Display of source spectrum	.hos	—
HOLLO L I B	Establishing a macroscopic data file	.hom	.hox
HOLLO M C I	Monte-Carlo calculation	hollonuc.hol	.hor
		.hox	
		.hog	
HOLLO R E S	Display of calculation results	.hor	—
HOLLO P R I	Printing of calculation results	.hor	—

Table V. List of subroutines in the HOLLO program package

* *Andrássy L., Baráth I., (ELGI), Fehér S. (BME)*

Calculations of neutron spectra were performed, using the HOLLO programs, for limestone, sandstone and water standards of the NATIONAL METROLOGICAL station for Geophysical Well Logging. As a first step, data files were prepared both for the geometry (.hog expansion) and the chemical composition (.hom expansion) of the given physical models. As an example, such data files calculated for the Bulgarian Vraca limestone are presented in *Tables VI* and *VII* as computer print outs. Geometrical data files have been computed for an experimental 60 mm diameter compensated neutron sonde with the following sonde lengths: 35, 40, 50 and 60 cm.

Preparing for the actual Monte-Carlo calculations, the next step was to establish data files of the macroscopic cross sections (.hox) corresponding to rock models of the given composition. The HOLLO L I B program was used for this task which sorts the microscopic cross section [hollonuc.hol] data file and breaks this down into the macroscopic data files consisting of 47 groups.

Borehole diameter	214 mm
Sonde diameter	60 mm
Excentricity of the sonde in the borehole	100 %
Length of the source region	95 mm
Length of the moderator region	140 mm
Length of the detector region	1500 mm
Distance between source centre and sonde bottom	75 mm
Active volume of detector	88.31 cm ³
Distance between detector centre and sonde bottom	600 mm

Table VI. Geometrical data file (.hog) for the Bulgarian Vraca limestone model

region	1	2	3	4	5
Density [10 ³ kg/m ³]	2.45900	1.00000	7.80000	1.60000	0.00143
Chemical composition (in mass proportion)	O ₁₆ 0.4509 H ₁ 0.0597 C ₁₂ 0.1128 Ca 0.3765	H ₁ 0.1111 O ₁₆ 0.8889	Fe 1.0000	C ₁₂ 1.0000	O ₁₆ 1.0000

Table VII. Data file of chemical composition (.hom) for the Bulgarian Vraca limestone model

Numbering of regions: 1—rock, 2—drilling fluid (drilling mud); 3—source region; 4—moderator region; 5—active volume of detector

Then using the Monte-Carlo program HOLLO M C 1, theoretical neutron spectra were calculated for the 4 different sonde length for the position of the detector in the following models: Bulgarian Vraca limestone (VL-214), Polish Zerkovic sandstone (ZS-214) and Greek Nikisiannis marble (GM-214). On the basis of the calculated neutron spectra we have studied:

— The reproducibility and optimization of the computation time. As an example, the results of 180 minutes' repeated calculations for the ZS-214 sandstone model are presented in *Table VIII*. The columns of this Table show the integrated relative flux values obtained by summing the individual groups;

sonde length (cm)	thermal	thermal + epithermal		
	46	46 + 45	46 + 45 + 44	46 + 45 + 44 + 43
40	0.1027330	0.2138053	0.5654033	0.7822133
50	0.0592473	0.1180540	0.1845548	0.2780595
repeated	0.0592476	0.1195090	0.1866559	0.2803234
repeated	0.0594240	0.1156090	0.1742605	0.2740775
60	0.0199052	0.0708630	0.0792201	0.1033025
70	0.0043781	0.0165269	0.0328313	0.0625438

Table VIII. Integrated relative flux values resulting from 180 minutes long Monte-Carlo calculations for the ZS-214 sandstone model

group 46: $E=10^{-3}$ –0.414 eV; group 45+46: $E=10^{-3}$ –0.876 eV; group 44+45+46: $E=10^{-3}$ –1.85 eV; group 43+44+45+46: $E=10^{-3}$ –5.04 eV

— Comparison of the Monte-Carlo calculations, the four-group diffusion calculations and the experimental thermal/epithermal measurements. The Monte-Carlo calculations for four different sonde lengths for the VL-214 limestone model were compared with the results of the four-group diffusion calculations and the thermal/epithermal model measurements. Results of calculations and measurements are shown in *Fig. 95* and *Table IX*. The latter also contains neutron porosity values calculated from the slowing down path lengths L_f .

Using the CSOPAK program compiled in 1986, which works on the principle of multi-grouped neutron diffusion, neutron physical parameters were calculated, for the following formations in 1987:

- limestones of various porosities
- sandstones of various porosities
- dolomites of various porosities
- black coal of Pécs with various ash contents and humidities
- methane
- kaolinite
- illite
- pyrite and other metallic minerals
- bauxite of average composition.

The results are summarized in *Table X*.

A new set of algorithms was defined for the determination of the diffusion length, the thermal absorption cross-section and the neutron porosity. These were obtained from the slowing down path length L_f and the respective parameters determined for limestone, sandstone and dolomite models.

	I_{40} $\times 10^{-3}$	I_{50} $\times 10^{-3}$	I_{60} $\times 10^{-3}$	I_{70} $\times 10^{-3}$	L_f [cm]	P [%]
<i>TDSZ</i>	142.0	61.0	25.0	9.9	14.24	7.97
<i>TMSZ</i>	63.8	28.0	9.5	3.7	13.14	10.21
<i>ETDSZ</i>	32.0	11.0	3.8	1.3	11.35	15.50
<i>ETMSZ</i>	88.3	33.1	12.9	5.4	13.39	9.65
	N_{35} [cps]	N_{40} [cps]	N_{65} [cps]	N_{70} [cps]	L_f [cm]	P [%]
<i>TM</i>	386.36	223.77	20.17	12.16	12.77	11.10
<i>ETM</i>	29.11	17.05	1.30	0.75	11.86	13.72

Table IX. Comparison of results of four-group diffusion calculations, Monte-Carlo calculations and experimental model measurements for the VL-214 limestone model ($P = 10.5\%$)

I —relative neutron flux for various sonde lengths; L_f —slowing down path length; P —porosity; N —pulse number (cps); *TDSZ*—four-group diffusion calculation for thermal neutrons; *TMSZ*—Monte-Carlo calculation for thermal neutrons; *TM*—thermal measurement; *ETDSZ*—four-group diffusion calculation for epithermal neutrons; *ETMSZ*—Monte-Carlo calculation for epithermal neutrons; *ETM*—epithermal measurement

N^o	matrix	density [10^3 kg/m ³]	neutron physical parameters				
			L_f [cm]	L_d [cm]	L_m [cm]	D [cm]	Σ [cm ⁻¹]
1	Water	1.000	8.035	2.870	8.552	0.1583	0.019220
2	Limestone	2.720	24.180	13.140	27.520	1.0640	0.006162
3	Sandstone	2.650	28.260	20.080	34.670	1.4050	0.003485
4	Dolomite	2.870	21.050	15.460	26.120	0.9523	0.003987
5 } 6 }	Black coal from Pécs	1.400	22.220	63.000	66.800	0.9804	0.000247
		1.600	19.440	57.800	60.980	0.8578	0.000256
7	Methane	0.670	3.593	1.976	4.100	0.1073	0.027470
8	Illite	2.640	12.615	7.665	14.762	0.7222	0.012290
9	Kaolinite	2.610	7.217	5.718	9.207	0.3475	0.010630
10	Bauxite	2.740	7.163	3.643	8.036	0.3130	0.023500
11	Bauxite	2.720	6.764	3.343	7.545	0.2869	0.025670
12	Pyrite	4.950	27.000	3.390	27.220	0.8572	0.074600
13	Calcopryrite	4.200	25.520	3.330	25.740	0.9469	0.084940
14	Galenite	4.050	38.020	8.317	38.920	2.2960	0.033190
15	Sphalerite	7.400	55.870	11.640	57.070	1.4260	0.010520

Table X. Neutron physical parameters of different rock matrices

L_f —slowing down path length; L_d —diffusion length; L_m —migration length; D —diffusion constant; Σ —thermal absorption cross section

2.3.2 Development of the KD-80 (MOLE) logger*

The processor controlled, well logging equipment type KD-80 (MOLE) with shared intelligence was improved, taking into account users' needs. (The basic version of this logger was presented in ELGI's Annual Report for 1983.) As a result the instrument's capabilities have been significantly developed. In particular, the diversity of measurements as well as the simultaneous processing and displaying facilities have been expanded (Fig. 96).

We were among the first to use a matrix printer to replace the expensive and troublesome photorecorder. This proved not only cheaper but more reliable than a pen-writer. It can plot 12 logs with headings (name, scale, units time of logging, drilling and measurement parameters). The printer draws time signals and markers, too. Logs can be visualized in 10 formats (mm and API standards, linear or logarithmic scales). The logger is equipped with several kinds of digital storage: solid state memory, a cassette recorder and a 1/2" magnetic tape unit (interfacing of the 3,5" floppy unit is under way).

The *sonic surface module* designed for this equipment can be used with all types of sonic tools developed by ELGI. In the course of measurement the wave form is stacked 4, 8 or 16 times, leading to a substantial reduction of noise. The sonic wave forms are recorded in digital form by the magnetic tape unit, by the cassette recorder, or displayed on the matrix printer in real-time or during playback (Fig. 97).

Nuclear spectra obtained by the *256-channel spectral unit* can also be recorded in digital form, or visualized by the matrix printer.

A programmable version of the logger has also been created, which permits users to write programs corresponding to special parameters of the survey area. These programs can be stored in the central storage or loaded from tape prior to measurements.

A program package for real-time processing under field conditions was also developed. This can determine realistic petrophysical parameters (density, ash content, aluminium oxid content, permeability, potassium-uranium, thorium ratio, quasi-lithological composition) using algorithms based on calibration diagrams, semi-empirical formulae and core data.

2.3.3 Development of a combined nuclear and focused resistivity sonde**

Designed for hard mineral and water exploration, the KLL3G-2-80-43SY type, 43 mm diameter probe works on a single conductor steel armoured cable in the pulse mode of operation, thus enabling *simultaneous* 3-electrode laterolog and gamma-ray measurements. Construction of the probe is shown in Fig. 98. The metal casing of the sonde is shaped according to the 3-electrode system. The radiation detector is fixed near the sensing electrode therefore the matching of resistivity and gamma-ray logs to a common depth point is simple. The block diagram of the circuitry is presented in Fig. 99.

For detecting gamma radiation a photoelectron multiplier mounted on a NaI(Tl) crystal (1) is used. Focused resistivity measurements are performed with the square

* Bán I., Szongoth G.

** M. Szentpály, G. Korodi

wave generator (9) and the potential and current amplifiers, respectively (5, 8). These amplifiers partly measure the potential of the A_0 electrode as related to N , and partly the current flowing out of electrode A_0 using resistor R_f (of very low value). The signals of the amplifiers are processed by the voltage-frequency converters (7) after they have been rectified. Output pulses of the three channels are transferred to the surface by the pulse encoding unit, working by shift registering and storage, thus pulses are transmitted with no coincidence.

The electronic cartridge is built up of CMOS integrated circuits and passive elements of high stability. The resistivity is calculated from signals arriving at the surface by a processor unit, which takes into account the geometric factor of the probe (U/I measurement). The cartridge is enclosed in a pressure resistant stainless steel tube with rubber sealing rings. The lower focusing electrode is removeable and the probe is thus easily transportable.

Technical parameters of the sonde

Detectors:

Gamma radiation	NaI(Tl) $24 \times 74 + \text{FEU-102}$
Resistivity	Metallic ring, arranged on the insulated probe casing

Measurement characteristics:

Range of gamma-ray channel	0–2000 $\mu\text{R/h}$
Dead time	2–3 μs
Range of resistivity measurement	1 Ωm –20,000 Ωm
Supply current	120 mA
Supply voltage	40 V
Pressure resistance	26 MPa
Temperature rating	0–80 $^{\circ}\text{C}$

Dimensions

Diameter	43 mm
Length	1900 mm
Mass	~ 12 kg
Recommended surface module	KFU-P series, KD-80 logger
Recommended logging cable	loop resistivity: 100 Ω capacity between two conductors: 0.75 μF

2.3.4 Special geophysical analyser (SGA-1000)*

A special geophysical analyser (type SGA-1000) has been developed with the aim of processing signals from scintillation counters, proportional detectors and Si/Li semiconductor detectors. In the following, a version of this processor working with a Si/Li semiconductor detector and coupled to the XRF measuring system is presented.

In contrast to normal practice, the role of the analyser has been taken over by

* J. Renner, L. Volly

an 8 bit personal computer (C-64). The computer type has been selected considering the wide scale of available programs, easy handling of peripherals, satisfactory graphical features and price. The computer has been completed with

- circuits for prolonging the detectors' amplified analog signals of amplitudes proportional to various energy levels so that the analog/digital converter may measure signal amplitude with the lowest possible error;
- a special program package enabling the computer to receive input digital codes and to perform operations fulfilling the functions of a traditional analyser.

Thus an up-to-date data acquisition and processing system has been created, matched to the sensitivity and resolution power of the applied detector, and performing easy data handling and processing with the computer. These features surpass the possibilities offered by earlier 1024-channel analysers.

After setting the duration of measurements and the number of repetitions in the course of interactive initiation by computer, the measurements can be automatically performed. At the end a signal warns us to replace the sample.

The following data can be displayed:

- the complete energy spectrum of 1024 channels (*Fig. 100*) or any selected part of it comprising 256 channels (*Fig. 101*);
- count in any channel;
- the area under any peak;
- count in preselected windows.

Results of measurements can be printed in tabular form separately for individual channels, as well as counts in preselected windows together with the energy limits of windows (*Fig. 102*). The whole measuring cycle (commands) together with its parameters (measurements duration, repetition number, sample name, measurement date, position of preselected windows etc.) can be stored on disc and called back for further processing.

Program development continues in the direction of automation of various task-oriented measurements. This system promises substantial future improvements in data analysis and cost-effectiveness with the potential to replace traditional analysers in industry and laboratories.

3 EARTH PHYSICS RESEARCH

3.1 INVESTIGATION OF THE GEOMAGNETIC FIELD*

The Tihany Observatory has been continuously recording the relative variations of the magnetic components and determined the level of absolute measurements. Recorded data are supplied to both Hungarian and international users, and world Data Centres.

The annual mean values of the magnetic components at Tihany, computed for the epoch 1987.5 from preliminary hourly means are as follows:

$$\begin{aligned}D &= 1^{\circ} 39.1' \\H &= 21,442 \text{ nT} \\F &= 47,487 \text{ nT} \\Z &= 42,370 \text{ nT}.\end{aligned}$$

To check our magnetic measurements several comparative measurements were carried out in the course of the year at the Observatory of Nagycenk (GGRI, Acad. Sci. Hung.) as well as in Tihany in collaboration with the Nurmijärvi Observatory of Finland. Our measurements were in good agreement within the accuracy requirement of several nT-s.

The survey on the secular network—started in 1986—and the reconstruction of the observation pillars were completed. The observation points of the secular network were selected from the points of the magnetic base network connected to the national triangulation net following the establishment and survey of the magnetic base network in 1964/65 [ACZÉL-STOMFAI 1968]. In the past 25 years, due to large-scale farming, a great number of points have been destroyed. Thus from the points, indicated with full circles in *Fig. 103/a* we could carry out measurements only on the places marked in *Fig. 103/b*. In the course of the national survey in 1979/80, 20% of the base network of 300 points proved to be unfit for use. A further unfortunate circumstance is that except for the Tihany Observatory (identification number 300 in *Fig. 103/b*) and the neighbouring point at Nyírád (13) only 2 secular points are substantially inside the country, the majority of the points being along the border. The reconstruction of the network resulted in the arrangement shown in *Fig. 103/c*. In the surroundings of the North Hungarian Range and in that of the capital no secular point could be located due to anomalies of geological and industrial origin.

The primary processing of the secular measurements of the last two decades has already been partly completed [ACZÉL-WALLNER 1980]. In the course of 1987 the field intensity values deduced from the new international geomagnetic reference model (IGRF '85) were calculated for the points of the secular network. The results for the points with the identification numbers indicated in *Fig. 103/b* are shown in *Figs. 104–107*. IGRF '85 is the fourth generation reference model developed by IAGA.

* T. Lomniczi, A. Körmendi, Z. Szabó

It gives tenth-degree and -order spherical harmonic coefficients between 1960 and 1985 for the determination of the components of the global geomagnetic field free from anomalies of crustal origin. The model results from the adjustment of several hundreds of thousands of surface and satellite measurements for the epochs 1965.0, 1975.0 and 1980.0. The variation of the spherical coefficients in time was determined from annual means of the Observatory network and extrapolated for the period after 1985.0 [IAGA Division I. 1985, PEDDIE 1982]. Our comparative investigations serve for checking the new model required by IAGA.

Assuming that the original objectives are fulfilled by the IGRF '85, the following statements can be made concerning secular surveys in Hungary:

- the magnetic data obtained on the secular network correctly follow the variation in time described by the global model;
- the average difference of 15–20 nT can be interpreted as a regional crustal anomaly;
- the variation in time of the Z component with a somewhat different gradient than the reference model can be uniformly traced and shown to support the crustal anomaly of the Carpathian basin.

The differences between the measurements and the described model refer to anomalous magnetic conditions in the crust. The quantitative determination of this requires the processing of data concerning the whole Carpathian region. It may be presumed, though, that the difference is caused by a systematic error due to the limitations of the model. Results of a comprehensive testing of the new model may give an answer to these questions.

References

- ACZÉL E., STOMFAI R. 1968: Geomagnetic base network survey in Hungary in 1964 and 1965. *Geophysical Transactions*, **17**, 3, pp. 5–17
- ACZÉL E., WALLNER Á. 1980: On the geomagnetic field and its secular variations in Hungary. *Gerlands Beitr. zur Geophys.* **89**, 6, pp. 491–498
- IAGA DIVISION I WORKING GROUP 1, 1985: International geomagnetic reference field revision 1985. *J. Geomag. Geoelectr.* **37**, 12, pp. 1157–1163
- PEDDIE N. W. 1982: International geomagnetic reference field: the third generation. *J. Geomag. Geoelectr.* **34**, 6, pp. 309–326

In 1987 the Askania type BN-07 recording gravimeter of ELGI was reconstructed. This was a cooperative venture between ELGI and the Department of Theoretical Geodetics of Bonn University. Financial support was provided by the Humboldt Foundation (FRG). The development work included two essential factors:

a) the instrument was equipped with an electrostatic calibration unit in order to achieve an accuracy of 0.1% of the time scales of the records. After the installation of the instrument the time constant of the calibrating unit was determined (this proved to be 20 minutes) and from this a calibration process was developed providing an internal accuracy of 0.05–0.10%. On the basis of three months experience it can be said that no substantial change can be detected in the time scales of the records within the error limits mentioned. It was concluded that the internal accuracy of calibrations cannot be improved further, i.e. it cannot be less than 0.05%, due to the intrinsic noise of the records.

b) In order to improve the thermostat system of the instrument the internal thermostat of the gravimeter was changed to thermistor controlled. The results obtained from the harmonic analysis of the residual curves of former records give reason for this modification. It was proved that residual spectra also reflect external effects. These systematic components distorting the results of earth-tide investigations, originate from the limited temperature stabilizing capacity of the former dual thermostat system with only yes/no positions. According to our calculations the new thermostat can substantially decrease this unwanted temperature effect.

Whether this development was successful or not can only be finally decided on the basis of the results of the 1987/88 observations.

In the course of 1988 the digital recording of observation data will be started on floppy discs. For the computer processing of data obtained this way, the development of a program system was started in 1987. In its present state this facilitates the elimination of error originating in registration and the compensation of zero shift and instrument drift. It can also perform the harmonic analysis which is the final objective of the processing.

Our theoretical investigations into the examination of the changes in the earth-tide parameters caused by the Earth's structure, were started in 1986. These have been continuing in two directions:

a) in addition to the h , k and l Love numbers as well as the theoretical determination of the gravity tidal factor ($\delta = 1 + h - 3/2k$) and that describing the tilt ($\gamma = 1 + k - h$), the following further Love-number combinations were determined:

* P. Varga

— vertical extensometric factor

$$\Sigma_v = a \frac{\partial h}{\partial r} + 2h$$

— a factor describing horizontal regional deformations

$$\Sigma_H = 2h - 6l$$

— dilatation factor

$$\Theta = \Sigma_v + \Sigma_H = a \frac{\partial h}{\partial r} + 4h - 6l;$$

b) the effect of the Earth's core structure on the Love numbers and on their combinations (δ , γ , Σ_v , Σ_H and Θ) were investigated.

The reason for carrying out the study mentioned in point a) is that the gravity tidal factor—which can be most reliably determined—has only small variations (0.72%) [ELGI's Annual Report for 1986 pp. 229–231]. From this it follows that if we want to use the Earth-tide phenomenon for the determination of the internal structure of the Earth then either

a) the gravity tidal factor should be determined more accurately than at present (this endeavour is reflected in our instrument developing program described, since the most serious obstacle to the more accurate determination of the factor nowadays is the inappropriate accuracy of instrument calibrations), or

b) the information content of other components of the Earth tide which are observed less frequently due to technical reasons, should be investigated.

First it was clarified to what extent Love numbers and their combinations depend on the variations of the P - and S -wave velocities (α and β , respectively) and on that of the compression (κ) and shear (μ) modulus in the Earth's mantle. If the velocities are changed in 5% steps within the limits of $\pm 20\%$ from the surface to the core-mantle boundary compared to PREM*, the effect of α -variations is hardly reflected in the values of k , h , δ and γ but it is remarkable in the values of l and in that of the three deformation factors (Σ_v , Σ_H and Θ). Table XI shows the ϵ values of the velocity variation $\alpha = \alpha_0(1 + \epsilon)$ ($\epsilon=0$ corresponds to the case of PREM). Similarly, perturbation of S -wave velocity, β , in the mantle within the limits of $\pm 20\%$ is significantly reflected only in the values of l . In Table XII the ϵ values of the velocity variation $\beta = \beta_0(1 + \epsilon)$ are given ($\epsilon=0$ corresponds to PREM). It has to be mentioned that the perturbations used induce nonlinear and asymmetrical variations of the Love numbers and their combinations compared to $\epsilon=0$.

Another part of our model calculations served for the clarification of the extent to which the variations of the Love numbers and their combinations depend on the depth of elastic parameter anomalies. For the investigation α and β velocities were increased by 10% within a spherical layer of 0.05 r/a relative thickness (a is the radius of the earth and r is the selected depth), in different depths. In the case of P -waves the most important changes were obtained for the deformation factors (Table XIII.) The thickness of the spherical layers is 5% of the Earth's radius and the relative

* Preliminary Reference Earth Model

depths (r_{up}/a) of their upper boundary can be seen in the first column. When perturbing the S -wave velocity by 10%, the greatest changes in k , h , γ and Σ_H were obtained in the surrounding of the core-mantle boundary. The deformation factors, Σ_V and Θ , are on the contrary the most sensitive to changes of the velocities near the surface (*Table XIV*). The thickness of the spherical layers is 5% of the Earth's radius and the relative depths of their upper boundary can be seen in the first column.

ε	$\Delta k\%$	$\Delta h\%$	$\Delta l\%$	$\Delta \delta\%$	$\Delta \gamma\%$	$\Delta \Theta\%$	$\Sigma_H\%$	$\Sigma_V\%$
-0.20	8.48	28.95	-64.59	12.15	-22.25	79.38	94.48	68.50
-0.15	4.43	14.90	-32.71	6.22	-11.42	40.87	48.14	35.64
-0.10	2.31	7.58	-16.30	3.14	-5.86	20.80	24.31	18.28
-0.05	0.96	3.07	-6.45	1.26	-2.33	8.42	9.78	7.44
+0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
+0.05	-0.31	-2.22	4.69	-0.91	1.68	-6.10	-7.02	-5.43
+0.10	-1.22	-3.89	8.20	-1.60	2.96	-10.71	-12.31	-9.56
+0.15	-1.64	-5.20	10.90	-2.14	3.94	-14.32	-17.41	-12.81
+0.20	-2.00	-6.26	12.90	-2.56	4.74	-17.21	-19.30	-15.43

Table XI. Variation of Love numbers and their combinations versus varying P -wave velocity relatively to PREM

ε	$\Delta k\%$	$\Delta h\%$	$\Delta l\%$	$\Delta \delta\%$	$\Delta \gamma\%$	$\Delta \Theta\%$	$\Sigma_H\%$	$\Sigma_V\%$
-0.20	26.90	22.38	50.88	1.17	-8.03	6.00	2.46	8.55
-0.15	18.67	15.21	36.34	0.64	-5.28	3.51	1.24	5.14
-0.10	12.27	9.90	23.56	0.36	-3.38	1.64	0.34	2.58
-0.05	5.85	4.63	11.49	0.12	-1.54	0.45	-0.13	0.86
+0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
+0.05	-5.30	-3.97	-10.90	0.00	1.19	0.41	0.89	0.06
+0.10	-10.00	-7.27	-21.57	0.16	2.00	1.85	2.78	1.17
+0.15	-14.01	-9.43	-32.36	0.59	2.16	4.61	6.03	3.58
+0.20	-18.09	-11.46	-43.73	1.15	2.16	9.18	11.20	7.72

Table XII. Variation of Love numbers and their combinations versus varying S -wave velocity relatively to PREM

r_{up}/a	$\Delta k\%$	$\Delta h\%$	$\Delta l\%$	$\Delta \delta\%$	$\Delta \gamma\%$	$\Delta \Theta\%$	$\Delta \Sigma_H\%$	$\Delta \Sigma_V\%$
1.00	-0.19	-0.92	1.64	-0.42	0.74	-6.30	-2.69	-8.89
0.95	-0.29	-1.01	1.99	-0.43	0.80	-1.62	-3.11	-0.55
0.90	-0.32	-0.95	2.23	-0.39	0.72	-1.59	-3.16	-0.47
0.85	-0.32	-0.71	1.76	-0.29	0.54	-1.22	-2.45	-0.33
0.80	-0.16	-0.47	1.29	-0.19	0.35	-0.80	-1.64	-0.20
0.75	-0.06	-0.24	0.82	-0.10	0.19	-0.45	-0.93	-0.10
0.70	0.00	-0.08	0.35	-0.04	0.07	-0.17	-0.36	-0.03
0.65	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	-0.02	-0.06	0.00
0.60	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

Table XIII. Variation of Love numbers and their combinations relatively to PREM versus relative depth (r_{up}/a) of P -wave velocity anomaly

r_{up}/a	$\Delta k\%$	$\Delta h\%$	$\Delta l\%$	$\Delta \delta\%$	$\Delta \gamma\%$	$\Delta \Theta\%$	$\Delta \Sigma_H\%$	$\Delta \Sigma_T\%$
1.00	-0.09	0.55	-1.17	0.33	-0.54	7.07	1.81	10.85
0.95	-0.19	0.41	-2.81	0.30	-0.46	1.07	2.68	-0.09
0.90	-0.45	0.11	-3.63	0.24	-0.30	0.86	2.72	-0.48
0.85	-0.80	-0.37	-3.63	0.12	-0.03	0.31	1.96	-0.89
0.80	-1.12	-0.84	-3.28	0.01	0.23	-0.32	0.95	-1.24
0.75	-1.48	-1.27	-2.81	-0.09	0.48	-0.95	-0.15	-1.52
0.70	-1.80	-1.67	-2.23	-0.18	0.71	-1.57	-1.28	-1.77
0.65	-2.09	-2.06	-1.64	-0.26	0.91	-2.16	-2.87	-2.00
0.60	-2.57	-2.62	-1.17	-0.37	1.20	-2.90	-3.58	-2.41

Table XIV. Variation of Love numbers and their combinations relatively to PREM versus relative depth (r_{up}/a) of S-wave velocity anomaly

In the course of our investigations we searched for an answer to the question as to what extent the internal structure of the Earth's core can affect the values of Love numbers and that of δ and γ . It was found that the density distribution in the core does not practically affect the value of these parameters. A similarly negative result was obtained when perturbing the density contrast at the core-mantle boundary and the shear modulus in the core—that is in any case less than 10^8 N/m². Only in the case of varying the depth of the core-mantle boundary could some connection be seen between the Love numbers as well as their combinations and the core structure. Changing the position of this most strikingly marked horizon of the interior of the Earth by 10 km the following Love-number variations were obtained: $\Delta k=0.43\%$, $\Delta h=0.21\%$, $\Delta l=0.10\%$, $\Delta \gamma=0.06\%$ and $\Delta \delta=0.04\%$.

Thus it can be concluded that the results of Earth-tide measurements depend only on the structure of the mantle. In principle the deformation factors would be promising for the investigation of Earth models, but their accuracy must be improved.

3.3.1 Magnetic susceptibility anisotropy measurements and their evaluation*

The Magnetic Susceptibility Anisotropy (MSA) method is widely used for characterizing the magnetic fabric of rocks. In sedimentary rocks the MSA is controlled by deposition and compaction, in volcanic rocks by the lava flow and in metamorphic and plutonic rocks by ductile deformation and mimetic crystallization [HROUDA 1982]. The usefulness of the method in structural analysis has been proved by several authors [HROUDA 1979, RATHORE 1985, HIRT et al. 1988, ROCHETTE 1988, etc.].

MSA measurements can be performed by anisotropy spinners, cryogenic magnetometers, torque magnetometers as well as AC bridges (Kappabridge KLY-2 of ELGI is one of such instruments). To perform on-line measurements and to facilitate the processing of data, computer programs have been worked out in our laboratory for IBM PC/XT compatible computers. The algorithm uses Jelínek's statistical approach [JELÍNEK 1977, 1978].

In order to check the reproducibility of MSA measurements the whole set of measurements were repeated several times. It was found that in all measuring ranges of the Kappabridge significant ($>1\%$) anisotropy could be determined reliably (Fig. 108). The test measurements were followed by studying collections from known geological settings. The results of one are presented here. This collection includes Miocene ignimbrite samples from 4 localities (11 sites) in the Bükk Mountains (Fig. 109). The localities represent two stratigraphic levels: Bogács is considered to be younger than Sály, Kács and Kisgyőr. The magnetic and other properties (rock fabric, colour, etc.) of the rocks of the two levels are also different.

Fig. 110 illustrates the site-mean results of the MSA measurements. The minimum susceptibility directions are well defined for each site (confidence angles are below 15 degrees), and they are subvertical (dots are scattered around the centre of the projection circle). The maximum and intermediate susceptibility directions lie in the horizontal plane: these directions define the magnetic foliation plane. The fact that the minimum susceptibilities are subvertical and the foliation plane is sub-horizontal, is related to the macroscopically visible texture of the ignimbrites indicating a primary structure. For three sites (B4, S2, Ki2) the maximum and intermediate susceptibility directions are well clustered in the foliation plane (confidence angles are below 27 degrees). This indicates that the fabric was affected by compression. In weakly deformed sediments the intermediate susceptibility directions are parallel to the compression axis. The intermediate susceptibility directions of B4 (Bogács) and S2 (Sály) show a NW-SE compression but that of Ki2 (Kisgyőr) define a N-S compression.

* Bordás R.

Two compression directions were recognized from microtectonic measurements on Miocene rocks in the Bükk Mountains [BERGERAT and CSONTOS 1988, TARI 1988]. For localities Sály and Kisgyőr two compression axes were found (120° – 300° and 10° – 190°) but for Bogács only one (10° – 190°). These two directions agree with the compression directions derived from MSA measurements. This indication suggests, that systematic studies of the MSA of Miocene ignimbrites and adjacent rocks, and correlation of the results with those of microtectonics would lead to a better understanding of the stress field in the Miocene in the Bükk Mountains.

References

- BERGERAT F., CSONTOS L. 1988: Neotectonic stress field measurements in Northern Hungary (in preparation).
- HIRT A. M., LOWRIE W., CLENDENEN W. S., KLIGFIELD R. 1988: The correlation of magnetic anisotropy with strain in the Chelmsford Formation of the Sudbury Basin, Ontario. *Tectonophysics*, **145**, pp. 177–189.
- HROUDA F. 1979: The strain interpretation of magnetic anisotropy in rocks of the Nizky Jeseník Mountains (Czechoslovakia). *Sb. Geol. Ved, Užitá Geofyzika*, **16**, pp. 27–62.
- HROUDA F. 1982: Magnetic anisotropy of rocks and its application in geology and geophysics. *Geophysical Surveys*, **5**, pp. 37–82.
- JELÍNEK V. 1977: The statistical theory of measuring anisotropy of magnetic susceptibility of rocks and its application. *Geofyzika*, n. p., Brno, 88 p.
- JELÍNEK V. 1978: Statistical processing of anisotropy of magnetic susceptibility measured on groups of specimens. *Studia geoph. et geod.* **22**, pp. 50–62.
- RATHORE J. S. 1985: Some magnetic fabric characteristics of sheared zones. *Journal of Geodynamics*, **2**, pp. 291–301.
- ROCHETTE P. 1988: La susceptibilité anisotrope des roches faiblement magnétiques origines et applications. PhD thesis. 211 p.
- TARI G. 1988. Strike-slip origin of the Vatta–Maklar trough, Northeastern Hungary. *Acta Geologica Hungarica* (in press).

3.3.2 Villány Hills: a step towards the definition of a Mesozoic apparent polar wander curve*

Palaeomagnetic directions for the Mesozoic of the Transdanubian Central Range change in time in a systematic manner, which corresponds to the 'African pattern', however, coeval poles from Africa and the Transdanubian Central Range are not coincident, due to post-Mesozoic relative movements of the two units.

On the contrary, palaeomagnetic direction for the Villány Hills show stable European affinity [MÁRTON SZALAY E., MÁRTON P. 1978]. Thus they seem to support the northern Tethyan origin of SE Transdanubia—a model built on geological grounds.

More recent results shed new light on the earlier data [MÁRTON E. 1986]. After the recognition of post-Jurassic complex rotations, the closeness of the Villány poles to those of Stable Europe had to be regarded as coincidence. For the palaeomagnetic proof of whether SE Transdanubia is of southern or northern Tethyan origin, it is inevitable to obtain an APW (apparent polar wander) curve for the Mesozoic of the area in question. The absence of a loop in the APW curve would favour the northern Tethyan origin.

In 1987, two sections were selected from the Villány Hills for palaeomagnetic

* Márton E.

study (Fig. 111): an Early Jurassic–Early Cretaceous (Albian) sequence (Szársomlyó hill, 106 samples) and a Late Triassic–Late Jurassic (Oxfordian) one (Villány, Templom hill, 73 samples). Sampling was restricted to certain strata, where a few closely spaced cores were drilled. Such samples define a site. As a result of thermal (Fig. 112 and 113) and to a lesser extent AF cleaning, characteristic remanence was found for most sites (Tables XV and XVI), however, the high between-site scatter, both before and after tectonic correction, did not permit the definition of a palaeomagnetic pole, except for the Oxfordian and Barremian.

The Oxfordian Pole (lat. = 72° N, long. = 128° E) is of excellent quality. It is based on the overall-mean of four localities (Fig. 111, I, II/a, 1, 2) which is significantly better defined after tilt correction.

Before correction:

$D=8^{\circ}$ $I=14^{\circ}$ $k=13$ $\alpha_{95}=26.7^{\circ}$

After correction:

$D=22^{\circ}$ $I=58^{\circ}$ $k=173$ $\alpha_{95}=7.0^{\circ}$

This result was an improvement on the previously determined Late Jurassic pole, due to the positive fold test and the more precise age determination.

For the Barremian sediments (3 sites at a single locality) the statistics worsened after tectonic correction.

Code	N/N°	D° D _c °	I° I _c °	k	α_{95}	°C/Tesla
1	2/2	19 31	-3 35	—	—	300 °C
2	3/6	342 347	22 73	38	20.4	300 °C
3	4/4	244 205	50 28	37	15.4	300 °C
4	2/3	135 304	0 44	—	—	300–400 °C
5	2/2	24 54	18 47	—	—	300 °C
6	3/4	10 110	38 76	99	12.5	350–450 °C
7	2/2	2 60	35 71	—	—	400–500 °C
8	3/4	300 272	15 45	11	39.9	300–400 °C
9	3/3	12 46	20 59	59	16.2	350–450 °C
10	3/3	8 54	26 62	63	15.7	350–450 °C
12	3/3	356 46	28 73	52	17.3	300–500 °C
14	4/4	11 44	25 76	27	18.0	300–500 °C

Table XV. Villány, Templom hill, palaeomagnetic directions

1–14—code of sites; 1–4—Lias, 5–6—Callovian, 7–14—Oxfordian. N/N°—number of samples, accepted/collected; D°, I°—declination, inclination before tectonic correction; D_c°, I_c°—declination, inclination after tectonic correction; k, α_{95} —statistical parameters; °C/Tesla—cleaning (thermal/AF)

Code	N/N_0	D° D_c°	I° I_c°	k	α_{95}	$^\circ\text{C}/\text{Tesla}$
1	2/2	32	-18	—	—	400 $^\circ\text{C}$
		54	62			
2	2/2	352	-63	—	—	400 $^\circ\text{C}$
		3	22			
3	4/4	338	-67	570	3.9	400 $^\circ\text{C}$
		0	16			
4	6/6	17	-5	45	10.1	500 $^\circ\text{C}$
		43	59			
5	3/3	57	-50	89	13.2	300 $^\circ\text{C}$
		31	2			
6	3/3	18	-19	77	14.1	550 $^\circ\text{C}$
		25	52			
7	5/5	18	-10	85	8.3	550 $^\circ\text{C}$
		36	63			
8	6/6	20	-7	134	5.8	400–500 $^\circ\text{C}$
		37	54			
9	4/6	355	-31	40	14.6	400 $^\circ\text{C}$
		355	40			
10	4/4	56	-33	52	12.8	400 $^\circ\text{C}$
		58	36			
12	3/3	256	-25	35	21.1	400 $^\circ\text{C}$
		290	-26			
13	3/3	109	56	36	20.8	400 $^\circ\text{C}$
		150	15			
14	3/4	151	11	24	25.5	400 $^\circ\text{C}$
		148	-32			
15	4/6	19	4	40	14.7	400 $^\circ\text{C}$
		53	66			
16	4/4	178	0	37	15.2	200–300 $^\circ\text{C}$
		169	-47			
17	4/4	296	12	13	27.0	400 $^\circ\text{C}$
		283	15			
18	5/5	19	-54	33	13.4	400 $^\circ\text{C}$
		17	-4			
19	5/5	17	7	39	12.5	200–300 $^\circ\text{C}$
		18	57			
20	5/5	30	-8	142	6.4	300 $^\circ\text{C}$
		36	47			
21	3/4	23	-2	175	9.4	300 $^\circ\text{C}$
		45	62			
22	3/4	22	-8	166	9.6	300 $^\circ\text{C}$
		60	62			
23	4/5	22	27	33	16.3	0.005 T
		42	76			

Table XVI. Villány, Szársomlyó hill, palaeomagnetic directions

1–23—codes of sites: 1–3—Lias, 4–14—Oxfordian, 15—Kimmeridgian, 16–19—Tithonian, 20–22—Barremian, 23—Albian. For all other notations see Table XIV

Before correction:

$D=25^\circ$ $I=-6^\circ$ $k=213$ $\alpha_{95}=8.5^\circ$

After correction:

$D=46^\circ$ $I=57^\circ$ $k=56$ $\alpha_{95}=16.7^\circ$

In this case, the magnetization is clearly secondary with respect to the dip variation within quarry, but it seems very unlikely that it should be post-tectonic (the inclination before tilt correction is absurd for a Mesozoic or younger magnetization).

The single Albian direction (Table XVI, site 23) after tilt correction is similar to what was found earlier for the same stage (Fig. 111, 5) but further results are needed to improve the quality.

The presented results may be regarded as a step towards the definition of an APW curve for the Mesozoic of SE Transdanubia. While they are insufficient yet to give a pattern, they are significant in one respect. The determined inclinations are systematically higher than those for the Transdanubian Central Range (Fig. 114) thus suggesting that the present arrangement of the two units is indeed an inverse position.

3.3.3 Palaeomagnetic results from the Kvarner islands*

Within the framework of a joint palaeomagnetic project by Yugoslavia and Hungary, we proceeded to study the paraautochthon east of "autochthonous" Istria (Fig. 115). The collection of a few hundred cores was split, one part measured and demagnetised in the Geomagnetiski Institut, Grocka, the other measured and demagnetised in ELGI. Most of the statistically meaningful results of the latter (Table XVII) show counterclockwise rotation similar to that observed in Cres island and the fold belt north of "autochthonous" Istria. A few localities, however, exhibited clockwise rotation (5, 7, 35); this was probably due to local tectonics.

Table XVII. Palaeomagnetic results from the Kvarner Islands, Yugoslavia
R%—percentage of samples of reversed magnetization. For all other notations see Table XV

Code	Sampling Site	rock type age	N/N ₀	D° D _c °	I° I _c °	k	α ₉₅	R%	cleaning remark
KRK, Omisalj-Vrnbik, anticline									
31	Dubni	limestone Turonian	5/12	180 107	-80 -41	17 17	19.1 19.1	100	5 mT-250 °C
32	Šilo	dolomite Turonian	5/8	357 6	50 59	50 40	10.9 12.2	20	150 °C
34	Omisalj	flysch Mid Eocene	7/8	57 59 109	-23 2 -6	14 16 12	16.5 15.5 17.7	100	300 °C normal overturned
KRK, Omisalj-Baska, syncline									
5	Njivice	limestone Mid Eocene	10/10	46 39	6 46	140 140	4.1 4.1	0	450-500 °C
9	Kras	limestone Ce-Tu	3/6	324 350	38 53	170 170	9.5 9.5	0	150-200 °C
33	Dolovo	limestone Mid Eocene	3/6	171 167	-27 -20	54 54	17.0 17.0	100	400 C
35	Omisalj	limestone Mid Eocene	2/6	277 284	-15 -45	- -	- -	-	5 mT
KRK, Krk, anticline									
1	Konobe	dolomite Ce-Tu	0/9	- -	- -	- -	- -	-	scatter too high

* Márton E., Miličević V., Veljović D.

2	Stara Baska	limestone Tu-Se	6/8	319 337	52 59	43 43	10.3 10.3	0	5 mT-200 °C
3	Kuka	limestone Tu-Se	0/7						too weak
8	Sv. Dunat	limestone Early Cretaceous	5/8	320 348	34 42	35 35	13.5 13.5	0	150-400 °C
4	Pinezić	limestone Ce-Tu	0/7						too weak
6	Kukurik	dolomite Early Cretaceous	8/8	354 345	46 40	46 46	8.2 8.2	0	400-500 °C
7	Poljica	dolomite Early Cretaceous	5/6	203 194	-14 -39	28 28	14.8 14.8	0	350-400 °C
36	Porat	dolomite Ce-Tu	6/7	331 323	44 33	19 19	15.8 15.8	0	5 mT
PAG, Saska, anticline									
11	Zubovići	limestone E-Mid Eocene	0/10						scatter too high
12	Metajna	flysch Mid Eocene	0/9						scatter too high
21	Bošane	flysch Mid-L Eocene	0/8						great circle distribution 200-375 °C
PAG, Novalja, anticline									
10	Melnica	limestone Mid-L Eocene	0/6						too weak
13	Zameti	flysch Mid-L Eocene	0/7						great circle distribution 150-375 °C
14	Povljana	limestone Eocene	0/10						scatter too high
15	Kuković	flysch Mid-L Eocene	0/8						great circle distribution 300-525 °C
16	Duboka Draga	limestone Ce-Tu	0/9						too weak
17	Mandre	limestone Se	5/8	330 16	46 41	71 71	9.1 9.1	0	150-250 °C
18	Kosljun	limestone Ce-Tu	0/6						too weak
19	Pag, Bellevue	flysch Mid-L Eocene	0/9						great circle distribution 300-400 °C
20	Miškovići	flysch Mid-L Eocene	0/14						great circle distribution 300-400 °C
RAB, Rab anticline (may be continuation of Krk anticline)									
27	Slanišće	limestone E-Mid Eocene	7/8	183 166	-36 -49	94 94	6.3 6.3	95	300 °C
28	Slanišće	limestone Tu-Se	0/6						too weak
29	Lopar, San Marino	flysch Mid-L Eocene	5/12	123 137	-52 -55	8 8	28.3 28.3	100	200-400 °C
30	Lopar	flysch Mid-L Eocene	0/7	-	-	-	-	-	scatter too high
RAB, Topole anticline									
22- 23	Kampor	limestone E-Mid Eocene	13/17	67 72	-37 -18	73 73	4.9 4.9	100	300-400 °C
24	Kampor	limestone Ce-Tu	0/6	-	-	-	-	-	too weak
25	Kaštelina	limestone Mid-L Eocene	7/16	289 321	42 35	16 16	15.8 15.8	0	300-450 °C
26	Frkanj	limestone Ce-Tu	0/6	-	-	-	-	-	too weak

In 1987 the field work on the Czechoslovakian-Hungarian section of the Unified Gravity Network (UGN) was completed, the result of which is a joint base network of high reliability providing an up-to-date basis for the adjustment of the national gravity network.

In the course of the field work, measurements were carried out on 62 points from which Soviet experts determined the absolute g value on five points in Hungary and two in Czechoslovakia. The relative measurements were performed by eight gravimeters transported partly by airplane and partly by car. The data system including the results of more than one thousand observations was adjusted in several variations. The norms of the adjustments were as follows:

- a) $\sum_k |V_k| \rightarrow \min$ (where V_k is the correction of the individual measurements)
 b) $\sum_k |V_k| \rightarrow \min$ and $\sum_k V_k = 0$ (double condition)

c) Tchebishev's adjustment

d) Robust estimation with the so-called Danish method.

The Danish method was judged the most suitable which provided a mean error for the weight unit of $M_0 = \pm 0.019$ mGal.

The survey of the IInd order Gravity Base Network started in 1980 was also almost completed with only a few ties to repeat remaining for 1988.

In order to establish the new Hungarian geoid (EOTR-geoid) a computation strategy was developed enabling the processing of more information than previously (instead of average gravity anomalies point values, satellite doppler- and geopotential data) for the geoid determination by Molodenskii's astro-gravimetric levelling method. The essentials of the solution are:

- the deflections of the vertical in the EOTR Ist order astro-geodetic network are reduced to geocentric ellipsoid on the basis of the available doppler data;
- for local Δg anomalies, the GRS80 is used as reference field. From these anomalies are the gravimetric corrections computed for the astro-gravimetric height anomalies;
- information external to Hungary on the gravity field can be deduced from the spherical harmonics of the geopotential Earth model;
- the quasi-geoid height differences are produced by astro-geodetic levelling on a grid with spacing depending on local topography (in average 25 km);
- the adjusted quasi-geoid heights are finally transformed back into the astro-geodetic network.

On the basis of these, the calculations of a geoid for civil purposes were begun.

* Csapó G., Sárhidai A., Szabó Z.

International Geological Expedition in Mongolia*

The Hungarian-Mongolian Geological-Geophysical Group working in the framework of the International Geological Expedition in Mongolia, has continued its mapping programme for mineral prospecting. The mining geophysics activities included the IP and geomagnetic methods whilst at ore indications, the VLF and the geoelectric layer tracing methods were employed. All geophysical activity was co-ordinated with the geological mapping and drilling with geologists and geophysicists working in close cooperation.

The principal results include:

- The perspective area was delineated for the Tzagan Chulut polymetallic and rare earth indication (see Annual Report for 1986)
- At the Tubud rare earth indication, geophysics contributed to the tracing of the scarn mineralization in the contact zone between the Palaeozoic granite intrusion and the Proterozoic limestone.
- At the Mengen Ender silver-polymetallic occurrence which is part of the Ender Tzagan ore field (see Annual Report for 1985) the detailed geophysical survey contributed to the tracing of the ore-bearing zones between indications in trenches, boreholes or on the surface.

International Geological Expedition in Cuba**

The Hungarian-Cuban Geological-Geophysical group working in the framework of the International Geological Expedition completed the last year of its field work on the geological mapping of the Holguin area in southern Cuba. The mapping began in 1983 and included 3108 km² to a scale of 1:50,000 and 103 km² to a scale of 1:25,000. Several areas which had shown signs of potentially exploitable mineral resources were simultaneously submitted to more detailed investigations with detailed resistivity-, IP-, geomagnetic- and radiometric mapping. As a result, areas for further exploration were marked out. Most promising are the endogeneous and placer gold occurrences of Santa Lucia and Augas Claras, and the copper and pyrite zone of Santa Maria-Margaritas. The summarizing report is currently being compiled.

* A. Simon, A. Zsille

** A. Zsille

Library

The present stock of our *Library* amounts to 29,265 volumes of books and periodicals as well as 12,065 miscellaneous items. In 1987 our stock was increased by 753 books, 390 volumes of periodicals, 72 documentary publications and 1000 brochures on instruments. Our collection of periodicals has been enlarged by 7 new ones. As a result of international exchange we received 344 publications and dispatched 1,940 publications to 571 addresses in 59 countries. In 1987 the services of our Library were utilized by 5670 readers/borrowers.

Publications

In 1987 the following publications were issued:

- Annual Report of the Eötvös Loránd Geophysical Institute of Hungary for 1986;
- Geophysical Transactions, vol. 32. No. 4, vol. 33. Nos. 1, 2.
- Annual Report 1983 of the Tihany Geophysical Observatory;
- Annual Report 1984 of the Tihany Geophysical Observatory;
- Annual Report 1985 of the Tihany Geophysical Observatory.

ГODOBOЙ OТЧЕТ
BЕHГEPCKOГO ГEOФИЗИЧЕCКОГO
ИHCTИTУTА
ИМ. ЛOPАHДА ЭТВЕША ЗА 1987 Г.

1. ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЕ РАБОТЫ

1. ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ РАЗВЕДКА

Полевые работы ЭЛГИ за 1987 г. представлены на *рис. 1*.

Поиски бокситов в Задунайском Среднегорье и в Вилланьских горах продолжались в соответствии с ранее разработанной методикой. На гравитационных (Буге и остаточных) минимумах района Байна-Эпёл были проведены электромагнитные профили (Макси-Проб) для выявления впадин в фундаменте. Десять скважин были заданы по этим профилям, они доказали наличие впадин. Три скважины вскрыли эоценовые отложения, одна из них (Вп-160) — пласт бурых углей мощностью 10 м. На *рис. 2* показано, что данная скважина находится во впадине фундамента, ограниченной сбросами по 100–150 м с юга и с запада. На основании профиля BN 12X предполагается выклинивание угленосной свиты к югу в связи с неблагоприятными условиями осадконакопления. Близ с. Альшоёрш-пуста южнее шахты Жамбек 1/А угольного месторождения Мань-восток, между выходами триасовых доломитов поиски бокситов начаты в 1987 г. Этот район интересен и с точки зрения добычи углей, особенно в полосе между выходами и известным угольным месторождением. Из-за сильной тектонической нарушенности района, буровые работы должны опережаться некоторыми геофизическими измерениями высокой разрешающей способности. Геофизическими исследованиями Для разрешения проблем были пройдены два электромагнитных профиля, начиная с выходов. На профиле ZsK6X (*рис. 3*) выявлена многоступенчатая система сбросов. Скважина, заданная на наиболее широкой ступени, достигла фундамент на заданной глубине, не вскрыв эоценовых отложений. Таким образом, этот район может быть исключен из дальнейших работ. В северо-западных предгорьях Баконьских гор (район с. Тапольцафё) три возможных геологических модели: (1) доломиты и известняки верхнего триаса перекрыты одними олигоценовыми отложениями, (2) верхнетриасовые образования перекрыты сенонскими мергелями или известняками, известными в выходах, но чаще — олигоценовыми и четвертичными отложениями, (3) верхний мел, залегающий на триасовом фундаменте, перекрыт эоценовыми известняками. Поисковые работы начаты электромагнитным методом переходных процессов в 1986 по сети. В результате оконтурены площади, перспективные на бокситовые месторождения, и в дальнейшем, в 1987 г. геофизическая съемка была продолжена методом потенциалов и электро-

магнитными профилями Макси-Проб. Скважина UG-377 вскрыла фундамент на глубине того порядка, что ожидалось на основании метода переходных процессов (рис. 4). В рамках второй и третьей моделей важнейшей задачей геофизики являлось оконтуривание карбонатной фации верхнего мела — возможной бокситоносной породы. Электромагнитными методами (переходных процессов и Макси-Проб) было установлено залегание триасового фундамента на глубинах около 350 м, но в то же время была выявлена изменчивость сопротивлений верхнего мела (рис. 5). Кривые Макси-Проб и каротажные свидетельствуют о наличии прослоев низких сопротивлений в разрезе угодского известняка (верхний мел). Хотя бокситовых залежей не обнаружено, в одной из скважин гамма-каротажом выявлено присутствие бокситовых глин.

Из районов *детальной разведки бокситов* представляются два примера. На участке Феньёфё-Юг бокситы ожидаются в неглубоких депрессиях триасовых известняков, перекрытых либо песчано-глинистой толщей олигоцена, либо известняками среднего эоцена. На первой стадии наших работ в 1987 г. съемка методом ОНЧ была выполнена по сети 25 × 25 м. На карте кажущихся сопротивлений (рис. 6) выделяется минимум сопротивлений, который может интерпретироваться как карстовая воронка с бокситами. Для определения характера заполнения на минимум были заданы пункты инженерно-геофизического зондирования. При зондировании записывались три параметра: усилие на острие, суммарное усилие и гамма-активность. Внезапное возрастание гамма-активности совместно со слабым нарастанием кривых усилий обоих видов свидетельствуют о наличии бокситов (рис. 7). Результаты инженерно-геофизического зондирования подтверждены скважиной Bszl-122, вскрывшей в интервале 8,7–21,3 м бокситовые глины, хотя пенетрометром достигнута лишь кровля бокситового горизонта (максимальная глубина пенетрации составляла 11,5 м). Используя данный метод, можно повысить эффективность бурения.

Палеогеографическая единица между с. Надъэдхазы и г. Татабанья в ходе поисковых работ была намечена как потенциальное бокситорудное поле. В ходе съемки методами VLF и потенциалов были выявлены депрессии (рис. 8 и 9), в которых скважинами вскрыты бокситы высокого качества. В результате разведка данной площади продолжается и в 1988 г.

Поиски эоценовых бурых углей в Задунайском Среднегорье продолжались в двух районах: район Бокод-II — Маркушхедь находится в пределах Оросланьских Угольных Шахт, в то время как район Байна-Эпёль — в пределах Дорогских Угольных Шахт. Здесь с некоторыми деталями излагается история работ в первом из районов. Задача заключалась в прослеживании угленосной толщи мощностью 20–70 м между скважинами, обеспечивая таким образом сведения для проектирования выработки, уже начатой для соединения двух существующих угольных шахт. Вдоль проектируемой выработки были пройдены два сейсмических профиля (рис. 10.), один со взрывами, другой с вибраторами в качестве источника

сейсмических волн. Для решения задачи требовалась высокая разрешающая способность, поэтому было намечено работать в полосе частот 40–160 гц (с сейсмоприемниками через 10 м, с записью через каждые 1 мсек, с зарядами по 0,3 кг и с сигналами в сериях 30–170 гц). Интерпретация была сделана на временных мигрированных разрезах масштаба 1 : 2000, раскрашенных по амплитуде (рис. 11 и 12). Реальное затруднение в решении задачи вызывается местными особенностями геологического строения: ни один из горизонтов, связанных с угленосной толщей, не является руководящим с особыми акустическими свойствами. Не было достаточно хорошей кривой распределения скоростей вплоть до проведения ВСП по скважине О–2497. Мелкие разломы по профилю были скоррелированы между двумя временными профилями. Один из разломов, на профиле Мер–6/86 вблизи от скважины О–2463 с предполагавшимся смещением 25 м был пройден выработкой, подтвердившим смещение 18 м.

Программа *геофизических исследований на Балатонском нагорье* была нацелена на решение локальных проблем, возникавших при геологической съемке. Ниже будет дана иллюстрация меняющихся задач и применяемой методики на двух примерах. Близ Балатонфюреда–Надьмезё поверхность свиты главных доломитов оказалась падающей к северо-западу. В почве предполагается свита веспремских мергелей. Геологами ожидалась информация об увеличении мощности главных доломитов к северо-западу. Результаты измерений электромагнитным методом переходных процессов были проинтерпретированы интерактивным способом подбора кривых; они проиллюстрированы профилями (рис. 13). Было установлено, что геоэлектрическая граница проходит параллельно дневной поверхности на глубинах порядка 130–185 м. Так как падение геоэлектрической границы сильно отличается от наблюдаемого падения главных доломитов близ дневной поверхности и в то же время подсвита шандорхедских известняков, непосредственно подстилающих главные доломиты, отсутствует в разрезе, предполагается, что геоэлектрическая граница соответствует плоскости надвига.

В районе «Минивулкана» между сс. Менчхей и Вёрёш-то была выполнена магниторазведка с целью установления протяженности близповерхностных базальтов (рис. 14). Путем моделирования магнитного поля было установлено, что аномалия может быть вызвана как маломощной горизонтальной плитой (с положительными аномалиями вдоль краев), так и сложным телом с обратно намагниченным телом в центре. Первый случай может быть исключен в связи со значительной мощностью базальтового слоя. Второй случай дает аномалию, точно соответствующую наблюдаемой.

Программа *региональных исследований в Малой Венгерской впадине* продолжалась в соответствии с проектом. Результаты различных геофизических методов показаны на рис. 15. Сейсморазведка методом отраженных волн, а также теллурические и магнитотеллурические измерения применялись в исследованиях глубинной структуры. На рис. 16 представлен

магнитотеллурический разрез КА–2. Сопротивление фундамента колеблется в пределах 20–100 ом, а глубина — в пределах 3,9–9,1 км. Области средних глубин (500–700 м) изучались на площади листа 501 по методике, описанной в предыдущие годы. Из карт средних сопротивлений и поляризации на *рис. 17* и *18* представлены те, которые дают информацию до глубин порядка 100 м. По этим картам составлены литологические схемы (*рис. 19*). Результаты представлены также в виде геоэлектрических разрезов (*рис. 20*). Мелкие глубины изучались способом инженерно-геофизических зондирований, распределение которых по годам показано на *рис. 21*. В этом методе четыре параметра были записаны: усилие на острие, суммарное усилие, гамма-активность и гамма-гамма-активность. Геологическая классификация выполняется на компьютере с помощью статистического алгоритма.

В *Северной Венгрии* в рамках программы *структурных исследований гор Бюкк и окрестностей* были завершены обзорные исследования гор Сендрё. По гравитационным картам была рассчитана карта остаточных аномалий для плотности $2,2 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$ (поправка Буге) с низкосрезающим фильтром (*рис. 22*). Остаточные аномалии в первую очередь отражают структурную информацию. Не было возможности построить карту глубины залегания фундамента в изолиниях ни по гравиметрическим, ни по электрометрическим данным. Различные методы одинаковым образом наметили главную структурную линию вдоль границы поднятого блока на юга-востоке, выраженную двойной системой кулисообразных разломов. Основное направление структурных линий — ЗЮЗ–ВСВ, некоторые же второстепенные разломы имеют меридиональное простираание.

Профиль сейсморазведки МОВ вкост гравитационного минимума, разделяющего горы Сендрё и линию Дарно (*рис. 23*), свидетельствует о локальной тектонической активности. В толще молодых отложений можно наблюдать верхний предел возраста тектонизма: основные движения закончились перед сарматским веком, хотя слабые эффекты имелись и позднее. Прочие сейсмические профили (Sze–) пока еще не полностью проинтерпретированы. Основная задача заключалась в выяснении внутренней структуры фундамента. Аэромагнитная съемка была выполнена Болгарской Аэрогеофизической службой на известной магнитной аномалии с целью обеспечить возможность модельных расчетов; карта аномалий совместно с расчетным возмущающим телом представлена на *рис. 24*. В геологической интерпретации предполагается наличие палеозойского субвулканического тела с составом, близким к габбро. Буровая скважина была задана на аномалию в 1988 г.

Для изучения структуры зоны Дарно профиль сейсморазведки был задан вдоль долины ручья Суха (*рис. 25*). Отрезок временного профиля представлен на *рис. 26*. Имеются признаки сдвигов, причем не вдоль какой-нибудь конкретной линии, а вдоль нескольких. Поэтому линия Дарно должна считаться широкой зоной из нескольких сдвигов.

Северо-западные предгорья гор Бюкк были изучены различными ме-

тодами в семидесятье годы (например, профилями сейсморазведки КМРВ DÓR—). В 1987 г. они были дополнены электроразведкой. На основании всех прежних и новых данных была построена карта рельефа фундамента в изолиниях (рис. 27). Депрессии в форланде линии Дарно перспективны на бурые угли миоценового возраста. Сейсморазведка и электроразведка были выполнены с целью подготовки буровых работ; расположение видно на рис. 28. Временной разрез сейсморазведки МОВ Ló-1 (рис. 29) свидетельствует о наличии депрессий перед фронтом линии Дарно, а также сбросовых ступеней и особых отражений от ниже- и среднемиоценовых угленосных толщ. Проблема возможных сырьевых потенциалов района может быть установлена вслед за бурением.

В составе исследований по тектонике всей Венгрии была проведена *перейнтерпретация Диошйенёйской зоны дислокаций*.*

На карте магнитных (ΔZ) аномалии Венгрии [HAÁZ—KOMÁROMY 1987] наиболее четкая линейная аномалия наблюдается в Северной Венгрии, к востоку от Бёржёнских гор. Она состоит из двух ветвей, обе из которых могут быть связаны с крутопадающими возмущающими телами, залегающими внутри кристаллического фундамента. На венгерских тектонических и геологических картах дотретичного фундамента вдоль южного края магнитных аномалий проводилась граница между пермско-мезозойскими отложениями Задунайского среднегорья и кристаллическими комплексами вепорид. Нами [Balla et al. 1978] установлено, что возмущающее тело не только в магнитном, но и в гравитационном поле отличается от своего окружения, и было предположено, что оно соответствует крутопадающей зоне дислокаций на границе двух тектонических единиц, в выполнении которой участвуют как осадочные, так и магматические породы. Продолжение этой зоны к западу усматривается в Рабской, а к востоку — в Рожнявской линии. С севера и с юга к этой зоне подходят границы различных тектонических единиц (рис. 30).

Рабская линия может рассматриваться в качестве левого сдвига лигоценового возраста, возникшего при выжимании Баконьской единицы из Альпийской области [KÁZMÉR—KOVÁCS 1985]. Амплитуда смещения вдоль линии должна затухать к востоку в связи с постепенным ее рассасыванием во внутренних деформациях Западных Карпат и ее перебрасыванием в Магурскую зону [BALLA 1988]. Рожнявская линия представляется молодым разломом, следующим за древней субдукционной сутурой с падением к северу. Современная надвиговая структура северной вергентности, повидимому, отражает более поздний перегиб сместителя близ поверхности (рис. 31).

На основании современного структурного рисунка можно предполагать правое скалывание гемерикума и соответственно — правые сдвиги вдоль обеих ветвей Диошйенёйской магнитной аномалии (рис. 32). Ревизия буровых данных по дотретичным породам показала (рис. 33), что

* Ссылки и литература приводятся в венгерском тексте.

в самих магнитных возмущающих телах на территории Венгрии вскрыты одни лишь породы низких ступеней метаморизма, частично метавулкани-ты основного состава, которые вполне могут оказаться аналогами меляг-ских или гемерских. В промежутках между этими телами вскрыты высоко-метаморфизованные породы с наложенным слабым метаморфизмом, ко-торые могут параллелизоваться не только с вепорскими, но и с гемерскими. Таким образом, буровые данные не противоречат полученным выво-дам.

Базируясь на очерченной картине, а также на результатах анализа данных по Средней Задунайщине, можно наметить уточненную схему тектонического районирования Венгерского среднегорья и Внутренних Западных Карпат (*рис. 34*). По ней можно сформулировать два вопроса, ожидающих своего разрешения в будущем: (1) когда и в какой кинемати-ческой обстановке происходили предполагаемые в настоящей работе пра-вые сдиги и (2) как понимать то обстоятельство, что к западу от Силицей-ско-Бюкской системы покровов вдоль Хурбановско-Диошйенёской зоны контактируют Вепорская и Гемерская единицы (с севера) с Баконьской и Будайской (на юге).

В рамках контракта с Венгерским Нефтегазовым трестом продолжа-лась *сейсморазведка на нефть*. Ниже излагаются результаты исследова-ний, выполненных в 1986 г. в Ньирском регионе (северовосток Венгрии). Сеть сейсмических профилей нанесена на карту изолиний времени отраже-ний от поверхности допаннонских отложений, в основном вулканогенно-осадочного комплекса миоцена (*рис. 35*). По району имеется очень не-большое количество скважин, поэтому геологическая интерпретация ос-новывается на данных сейсмостратиграфии. На основании сейсмического характера можно различать верхнепаннонский комплекс озерно-болотно-континентальных, нижнепаннонский комплекс чередующихся дельтовых и морских (средних до малых глубин) и сарматский или более древний, но тоже миоценовый комплекс вулканогенных отложений. Новыми по срав-нению с прежними являются следующие результаты: возможность выде-ления массивных вулканических тел под туфами и в связи с этим — нахождение доказательств вулканической активности в паннонском веке. На *рис. 36* представлен временной профиль с миграцией через это паннон-ское вулканическое тело, внедряющееся в характерные нижнепаннонские отложения и обуславливающее появление разломов даже в верхнем пан-ноне. Фундамент третичной депрессии довольно неоднозначен. На некото-рых профилях (*рис. 37*) вблизи от эруптивного тела, кажется, имеется глубокий осадочный бассейн с совершенно особыми стратиграфическими и структурными явлениями, вероятно, в связи со сдвиговыми смещения-ми. Качество сейсмических материалов обеспечивает возможность реше-ния вести дальнейшие поиски нефти в данном районе.

Из результатов *геофизических исследований с гидрогеологическими и инженерно-геологическими целями* приводятся таковые, полученные на аллювии рек Мура и Керка. Были выделены четыре серии: голоценовый

покров мощностью, колеблющейся в пределах 2—15 м (*рис. 38*), плейстоценовая аккумулятивная терасса (*рис. 39*), верхний паннон, состоящий в основном из большого количества маломощных песчаных прослоев колеблющейся зернистости, проявляющееся в виде единого геоэлектрического слоя с сопротивлением 25—40 ом, а также слой более высокого сопротивления, появляющийся только в зоне с повышенной пористостью в пределах верхнего паннона. Все это иллюстрируется геоэлектрическим разрезом на *рис. 40*. Основываясь на этих результатах, предложение на бурение двух скважин было передано организациям по водному хозяйству. По каротажным кривым (*рис. 41 и 42*) можно выделить песчаные прослои ниже 100 м по повышенному кажущемуся сопротивлению в материалах электрических измерений. Должно быть, однако, отмечено, что в оценке водных ресурсов района мощные песчаные прослои на больших глубинах (до 300 м) также должны быть приняты во внимание.

Возможности применения инженерно-геофизического зондирования все время возрастают. В районе открытых разработок лигнитов этим способом составлена карта рельефа лигнитов (*рис. 44*). Исходные материалы для отождествления лигнитов были получены при опытных измерениях около одной из скважин (*рис. 43*). На открытых разработках систематической проблемой является неустойчивость откосов отвалов. С помощью инженерно-геофизического зондирования можно изучать слоистость, структуру, компактность и состав (*рис. 45*). Основание отвалов легко определяется по внезапному возрастанию параметров давления. Другой проблемой на открытых разработках является устойчивость высоких стенок. Для планирования продукции необходимо знать механические параметры пород перекрывающей толщи. Для этой цели исследования выполнены на карьере им. М. Тореца. На *рис. 46* кривая гамма-активности обнаруживает наличие глинистого горизонта очень высокой гамма-активности и пластичности практически безо всякой поддерживающей способности.

В г. Будапешт при строительствах часто возникают проблемы, связанные с наличием пустот гидротермального происхождения в закарстованных известняках на склонах Будайских гор. При закладке как фундамента строений, так и разнообразных трубопроводов требуется примерно 10 м в качестве глубинности исследований. Участок, куда ЭЛГИ был вызван для оказания помощи в разрешении проблем, частично застроен, поэтому не было возможности использовать электроразведку или сейсморазведку. Выбраны были электромагнитные методы VLF и EM-31 (Geonics). Участок показан на *рис. 47*. На детальном плане *рис. 48/a* обозначены существующие строения, поскольку ими могут быть обусловлены значительно более интенсивные аномалии, нежели геолого-структурными элементами. На параметрических картах (*рис. 48/b, c и d*) наряду с высокоинтенсивными аномалиями ограниченных размеров, соответствующих искусственным структурам, выделяется зона низких сопротивлений мери-

дионального простираения, связанная с разломом, что было подтверждено бурением.

Методы электроразведки использовались также и в поисковоразведочных работах на строительные материалы. В Задунайщине (сс. Чорна и Белед) близповерхностные глины в окружении песков разведывались на производство кирпичей. По ВЭЗ-ам была построена карта мощностей глинистого горизонта (*рис. 49*). После составления данной карты 10 скважин были пробурены на пунктах ВЭЗ; корреляция данных ВЭЗ и бурения представлена на *рис. 50*. В качестве примера на *рис. 51* приводятся литологическая колонка и геоэлектрические параметры одной из скважин. В качестве результата наших исследований был выполнен подсчет запасов в объеме 5 млн. м³ высококачественных и 0,4 млн. м³ низкокачественных глин. Для определения качества строительных материалов было бы целесообразно проведение дополнительных измерений методом ВП.

2 ИССЛЕДОВАНИЯ В ОБЛАСТИ РАЗРАБОТКИ МЕТОДОВ И АППАРАТУРЫ

2.1 ИССЛЕДОВАНИЯ В ОБЛАСТИ РАЗРАБОТКИ МЕТОДИКИ И АППАРАТУРЫ СЕЙСМОРАЗВЕДКИ

2.1.1 Исследование эффекта отсекания сверху от рыхлого близповерхностного слоя при малоглубинной сейсморазведке с использованием вибраторов*

При сейсморазведке малых глубин (100–200 м) важнейшим требованием является большая разрешающая способность как по вертикали, так и по горизонтали, однако она может быть осуществлена экономично лишь при использовании дешевых поверхностных источников. Одна из проблем, связанных с последними, заключается в том, что сигнал от источника дважды проходит близповерхностную рыхлую толщу, от которой путем частотно-селективной абсорбции получается сильный эффект отсекания сейсмических сигналов сверху. В результате спектр сигналов оказывается ограниченным низкими частотами, так что ухудшается разрешающая способность измерений по вертикали.

Способность горных пород к поглощению упругой энергии может быть охарактеризована несколькими физическими параметрами. Из них чаще всего применяются коэффициент затухания (α) и фактор качества (Q). Известно несколько способов определения коэффициента затухания. Из них наиболее надежным является способ расчета по отношениям амплитудных спектров из первых вступлений ВСП. Пусть $A(f, 0)$ будет амплитудным спектром функции источника, а $A(f, H)$ — амплитудный спектр сигнала, зарегистрированного на глубине H . В однородной среде амплитудный спектр сигнала на глубине H зависит следующим образом от амплитудного спектра функции источника:

$$A(f, H) = KA(f, 0)e^{-\alpha(f)H}, \quad (1)$$

где K — постоянная, учитывающая геометрическое рассеивание, а $\alpha(f)$ — фактор затухания, характеризующий неупругость среды. Для горизонтально слоистых сред в K содержится и эффект от отражающей способности толщ, а $\alpha(f)$ представляет собой эффективное значение, характеризующее толщу.

* Л. Гомбар, Л. Дьёрдь

Согласно разнообразным исследованиям, коэффициент абсорбции в полосе сейсмических частот (5–500 гц) является линейной функцией частоты:

$$\alpha(f) = kf = \frac{\pi}{QV}f, \quad (2)$$

где k — часть коэффициента затухания, не зависящая от частоты, Q — безразмерный фактор качества, V — скорость распространения волн в данной среде. Из уравнения (1) после его логарифмирования можно выразить $\alpha(f)$:

$$\alpha(f) = -\frac{1}{H} \left[\ln \frac{A(f,H)}{A(f,0)} - \ln k \right]. \quad (3)$$

После сопоставления с уравнением (2) получим:

$$kf = -\frac{1}{H} \ln \frac{A(f,H)}{A(f,0)} + \text{Const.} \quad (4)$$

При этом предполагалось, что отражающая способность толщи не зависит от частоты. Логарифм отношения амплитудных спектров обнаруживает прямую зависимость от частоты с тангенсом угла k , с помощью которой по уравнению (2) можно рассчитать Q . Значение фактора качества находится в пределах $Q = 5-50$ для молодых рыхлых и $Q = 50-500$ для более древних, прошедших уплотнение отложений.

С целью изучения эффекта отсекаания сверху от рыхлого приповерхностного слоя переменной мощности были проведены опытные измерения на участке с весьма изменчивым рельефом, где мощность рыхлого слоя колебалась в широких пределах. Полевые измерения были выполнены вибратором, оборудованным высокочастотным блоком регулировки мощности типа Failing Y-1100 СВ, приемной установкой типа DFS-V (с отсчетами через 1 мс) и коррелятором типа Cs-2502. Продольные волны регистрировались вдоль опытно-методического профиля К-1/87 в четырех скважинах глубиной 50–55 м с помощью прижатого к стенке зонда ВСП через каждые 10 м, начиная с 50 м. Вибратор был расположен в 10 м от устья скважины. Наряду с сигналом от зонда с помощью особых приемников проводилась регистрация сигналов от опорной плиты вибратора и от реактивной массы, а также суммы двух сигналов ускорения, взвешенной на массы, равной силе, передаваемой вибратором почве. Этот сигнал может рассматриваться в качестве сигнала от источника.

Измерения были выполнены с линейными вибросигналами длительностью 16 с, охватывающими диапазон частот 40–200 гц (рис. 52), и нелинейными, охватывающими диапазон 40–200 гц и усиливающими область 190–200 гц (рис. 53). На рис. 54 и 55 представлены некоторые из амплитуд-

ных спектров сигналов, записанных на разных глубинах при большой (15 м) и малой (5 м) мощностях рыхлого слоя. Можно заметить уменьшение амплитуд компонент частот выше 100 гц, особенно на участках с большими мощностями рыхлого слоя. Спектр сигналов сужается до тонкой полосы, а преобладающей частотой спектра становятся значения около 80–100 гц.

Логарифмы отношений спектров в диапазоне частот 80–160 гц обычно укладываются вблизи от прямой (рис. 56). Слишком большой местами разброс значений в диапазоне 170–200 гц, повидимому, обусловлен тем, что в спектре содержатся компоненты не сигнала, а одного лишь шума. Значения параметров поглощения, определенных способом отношений спектров при различных топографических условиях, сведены в Табл. IV. Установленные значения k и Q являются т. н. эффективными значениями, характеризующими толщу от дневной поверхности до глубины зонда. Данные по глубинам 10–20 м, однако, подвержены в первую очередь влиянию приповерхностного рыхлого слоя. На этом основании рыхлый слой может быть охарактеризован параметрами $k \approx 1-3 \cdot 10^{-3}$ [1/м/гц] и $Q \approx 2-2,5$. По эффективным значениям для консолидированных песков и глин олигоценного возраста, подстилающих рыхлый слой, можно рассчитать параметры $k \approx 1,5 \cdot 10^{-4}$ [1/м/гц] и $Q \approx 10-15$, то-есть затухание

N°	d [м]	V_{LVL} [м/с]	V_{eff} [м/с]	h [м]	V [м/с]	k_{eff} [1/м/Гц]	Q_{eff}
10	15	520	2100	50	1250	$9 \cdot 10^{-4}$	3,5
				40	1100	$7,6 \cdot 10^{-4}$	4
				30	1000	$1,1 \cdot 10^{-3}$	3
				20	740	$1,5 \cdot 10^{-3}$	2,5
40	15	490	2000	56	1200	$1 \cdot 10^{-3}$	2,5–3
				40	1030	$7 \cdot 10^{-4}$	4
				20	690	$1,8 \cdot 10^{-3}$	2,5
				10	490	$2,8 \cdot 10^{-3}$	2
65	7	490	2100	53	1520	$4,3 \cdot 10^{-4}$	4,5–5
				40	1330	$4,2 \cdot 10^{-4}$	5,5
				30	1250	$9,6 \cdot 10^{-4}$	2,5–3
				20	1050	$1 \cdot 10^{-3}$	2,5
95	4	490	1900	53	1700	$3,6 \cdot 10^{-4}$	5–6
				40	1600	$3,7 \cdot 10^{-4}$	5,5
				10	900	$2 \cdot 10^{-3}$	2

Таблица IV. Сейсмические параметры по ВСП

N° — номер точки измерения d — мощность рыхлого слоя; V_{LVL} — скорость сейсмических волн в рыхлом слое; V_{eff} — скорость в консолидированных отложениях; h — глубина зонда; V — средняя скорость; k_{eff} — коэффициент затухания; Q_{eff} — фактор качества

здесь на порядок меньше, нежели в рыхлом слое. При мощности рыхлого слоя в 15 м, например, вступающие сигналы 200 гц уже на уровне почвы рыхлого слоя затухают на 18–20 дбел по сравнению с преобладающими частотами 80–100 гц. Такой сильный эффект отсекаания сверху не может быть скомпенсирован даже нелинейными вступающими сигналами, резко усиливающими высокие частоты, несмотря даже на то, что вибросигна-

лом $f = 40 + 160 \left[1 - \left(\frac{t}{16} \right)^{3/2} \right]$, применяемом нами, диапазон 190–200 гц,

кажется резко усиливается (примерно на 10 дбел, рис. 53). Сигнал, полученный в скважине при большой мощности рыхлого слоя, окажется таким же, как и в случае линейного вибросигнала. При малой мощности рыхлого слоя можно заметить, что при использовании нелинейных вибросигналов сигнал от зонда оказывается несколько обогащенным высокими частотами (рис. 57), нежели при линейном вибросигнале. Следовательно, при наличии рыхлого покрова мощностью более 3–4 м нет смысла в возбуждении частот выше 160–180 гц даже нелинейными вибросигналами.

Это подтверждается также и фильтрацией записи на рис. 58, полученной с использованием вибросигнала 40–240 гц, поскольку видно, что на записях нет когерентных сигналов выше 140–150 гц, за исключением звуковых волн.

2.1.2 Исследование межскважинного пространства с помощью трансформированных сейсмических разрезов высокой разрешающей способности*

В отечественной практике добычи нефти и газа в последнее время все чаще возникает требование совместной интерпретации данных сейсморазведки и скважинной геофизики с целью разработки оптимальной стратегии эксплуатации выявленных месторождений нефти и газа. Для решения этой задачи необходимо создавать сейсмические разрезы «высокой детальности», сопоставимые с результатами по скважинам, что означает решение двух задач:

1) обеспечение более высокой и более равномерной, нежели обычно, разрешающей способности для получения по коллекторам, сложенным породами различных возрастов, данных, сопоставимых с таковыми по скважинам;

2) использование наряду с кинематическими (времена, скорости) также и динамических параметров и акустического импеданса.

Была изучена зависимость разрешающей способности от частоты при поинтервальных скоростях, характерных для коллекторов, встречающихся в Венгрии. Было установлено, что высокая и более-менее равномерная разрешающая способность, обеспечивающая возможность изучения внутреннего строения коллекторов, достигается при вовлечении в обработку

* И. Суйовски (Предприятие Геофизической разведки), И. Альбу. И. Январи-Кантор, А. Папа, З. Тимар.

сейсмических профилей также и частот выше 50 гц. В соответствии с этим на одном из месторождений углеводоров в Восточной Венгрии были выполнены измерения и их обработка с «нацелением на коллекторы».

Коллектор, в котором на глубине 1800–2070 м находится залежь, сложен маломощной толщей миоценовых отложений и метаморфическими образованиями докембрия. До производства измерений с высокой разрешающей способностью была поставлена серия опытов с целью определить, можно ли получить вступления достаточных энергий с коллектора и элементов его внутреннего строения при использовании возбуждающих сигналов с частотой более 10–50 гц, принятых при разведке нефтегазовых месторождений. Было установлено, что недостаточно расширить диапазон в сторону более высоких частот, но необходимо также и повысить нижний предел частот для подавления преобладающих низких частот. По результатам опытов была выбрана полоса частот 18–92 гц.

В ходе обработки, выполненной системой программ СЦС–3, основная цель заключалась в сохранении высокочастотных сигналов. В результате во временных разрезах содержатся также и сигналы в диапазоне частот 50–70 гц. С целью их усиления была проведена фильтрация разрезов также и в полосе 35–80 гц, чем была обеспечена возможность выявления толщи миоценовых отложений малой (до 100 м) мощности. Отделение миоценовой толщи с первичной пористостью от брекчированной докембрийской толщи со вторичной пористостью, а также выявление в пределах докембрийских образований водо-нефтяной фазовой границы (*рис. 59*), как нам представляется, способствует лучшему познанию коллектора. Ряд полученных выводов подтвержден пробуренными с тех пор скважинами.

На втором этапе работ были начаты динамическое исследование сейсмических сигналов, а также псевдоакустическая трансформация сейсмического разреза с целью комплексной интерпретации данных сейсморазведки и скважинной геофизики. Можно ожидать получение прямой информации по выполнению и внутреннему строению коллектора. Разрез мгновенных амплитуд, составленный по гильбертовским трансформантам временных разрезов, был скомбинирован с разрезом мгновенных фаз. Мгновенные амплитуды были обозначены раскраской, а мгновенные фазы — черно-белой визуализацией полуволн. Центральная часть метаморфического коллектора, образующего поднятие на отрезке 3000–5200 на разрезе Ga–6/86, проявляется максимумом амплитуд, тем самым отмечая существенный скачок скоростей на контакте нижнепаннонских отложений с докембрийскими образованиями. Скачкообразные понижения амплитуд, наблюдаемые в виде пятен на крыльях, повидимому, свидетельствуют о наличии брекчированных зон, связанных с древними сбросами. Можно предполагать, что в трещиноватых метаморфических коллекторах уменьшение амплитуд связано с увеличением пористости (для определения степени заиливания необходимы дальнейшие исследования).

На *рис. 60* представлен разрез Ga–3, по которому представилась возможность интерпретации мгновенных фаз, не зависимой от амплитуд. По

трем скважинам приводимого участка разреза Предприятием Геофизической разведки выполнены измерения VSP в интервале глубин 710–1990 м. С поправкой времени на 7 мс при сопоставлении обработанных сейсмозаписей и мигрированного временного разреза обычной сейсморазведки наиболее характерные сигналы оказались в одних и тех же точках. Тем самым данные VSP по литологической корреляции и пластовым скоростям могли быть перенесены на сейсмический разрез. К кровле коллектора оказался приуроченным максимум фаз, чем была обеспечена возможность прослеживания этой кровли вдоль разреза независимо от амплитуд.

Комплексная интерпретация данных по скважинам и по временному сейсмическому разрезу, далее, корреляция буровых данных, наконец, трансформация глубин в более точный масштаб времени достигаются путем калибровки кривых акустического каротажа. По скважине Sz–15 Нефтегазовым предприятием (Сольнок) выполнен акустический каротаж в интервале 1940–2145 м, а по интервалу 1500–1940 м акустический разрез синтезирован им же по прочим данным скважинной геофизики с помощью системы программ KISS. Составленный таким образом «акустический» разрез трансформирован ко времени t_0 , затем скалиброван по сейсмическому разрезу с использованием предварительно скалиброванных данных VSP. Тем самым стало возможным сопоставление измеренных сейсмических и акустических, а также полученных по ним путем фильтрации и трансформации разрезов (рис. 61). Путем возможного согласования сигналов во времени можно достичь дальнейшего уточнения функций скоростей. Кривая акустических скоростей, скалиброванных изложенным способом, приводится на рис. 60, при этом ось скважины Sz–15 принята за уровень скоростей в 3500 м/с.

Нижняя часть миоценового газового коллектора, характеризующаяся по разрезу внезапным уменьшением скоростей и максимумом амплитуд, по данным бурения сложена песчаниками повышенной по сравнению с окружающими породами пористостью. На основании полученных данных можно предполагать, что подобными аномалиями амплитуд в межскважинном пространстве отмечаются газовые коллекторы высокой пористости.

Изучение межскважинного пространства может быть дополнено составлением разрезов псевдоскоростей. В качестве примера приводится участок разреза Ga–4, почти параллельного Ga–3 и находящегося в 600–800 м к югу от него. На рис. 62 представлен совместный разрез мгновенных амплитуд и мгновенных фаз, на рис. 63 — разрез относительных псевдоскоростей, полученных путем рекурсивной инверсии, а на рис. 64 — разрез абсолютных псевдоскоростей. Во всех случаях нанесены и кривые скоростей, полученные по акустическим измерениям с помощью калибровки. На разрезе абсолютных псевдоскоростей (рис. 64) показаны и поинтервальные скорости, полученные по функциям скоростей сейсморазведки, то-есть «модель толстого слоя».

Между скважинами наблюдается широкое поднятие. На разрезе

мгновенных амплитуд (рис. 62) сбросы, расчленяющие поднятие, отмечаются снижением амплитуд. Аномалии скоростей внутри поднятого докембрийского фундамента, возможно, связаны с зонами брекчирования. В интервале 1,4–1,5 с внутри перекрывающих нижнепаннонских отложений песчаные и алевритовые прослои среди глин и глинистых мергелей с низкими скоростями сопоставимы с положительными аномалиями скоростей. По скважинам Sz-45 и Sz-31 могут быть скоррелированы два песчано-алевритового прослоя мощностью 10–17 м. Можно установить, что они не образуют непрерывных пластов, а состоят из обособленных песчаных тел, некоторые из которых могут оказаться коллекторами газа.

Представленный материал является продуктом первой фазы начатых работ. В области как методических исследований, так и геологической интерпретации осталось много недовершенного.

2.1.3 Компакционные исследования*

Впадины, заполненные осадочными толщами значительной мощности, являются важнейшими районами возникновения и накопления разнообразных полезных ископаемых и в первую очередь нефти и газа. Цель анализа впадин с использованием современных методов заключается в установлении современной внутренней структуры, а также в восстановлении процессов образования впадин во времени и в пространстве на основании комплексной интерпретации геологических, геофизических и геохимических данных. В анализе впадин особую роль играют данные сейсморазведки методом отраженных волн, поскольку макростратиграфия и структура могут изучаться в первую очередь по ним. Имеется также и принципиальная возможность получения по сейсмическим данным информации о таких важнейших параметрах, как пористость и пластовое давление, а также определяемое ими течение жидкостей. Можно определить также и систему тех же данных для предшествующих эпох.

В 1986 г. группой исследователей на Геофизической кафедре Естественно-научного факультета Университета им. Л. Этвеша (ЭЛТЭ) был составлен отчет по теме, в котором приводятся:

- 1) изложение основных понятий и зависимостей;
- 2) общая теория компакции осадков;
- 3) теория создания разрезов пористости и давления;
- 4) приблизительный алгоритм одномерной декомпакции разрезов.

Блок-схема операций, подлежащих разработке при решении поставленных задач, приводится на *рис. 65*. В ней показана серия операций, укладываемых в систему обработки сейсмических данных. Исходным является сейсмический суммарный разрез $t_0(x)$, по которому рассчитыва-

* Ф. Хорват, М. Вермеш (ЭЛТЭ), И. Петрович, Й. Шипош. З. Тимар.

ется псевдоакустический (ПАК) разрез, изображающий акустический импеданс. Значения скоростей продольных волн рассчитываются на основании известного распределения плотностей в среде. Существенной частью алгоритма в качестве дополнительного условия является учет результатов анализа скоростей при расчете каналов ПАК. Предполагая известной скорость распространения продольных волн в поровой жидкости и в породном каркасе, разрез пористости может быть составлен по разрезу ПАК, а по зависимости пористости от глубины может быть рассчитана зависимость порового давления от глубины. Разрез пористости вместе с тем может служить в качестве входной информации при расчете одно- или двумерной декомпрессии.

В 1987 г. в рамках контракта по сотрудничеству были разработаны в деталях алгоритмы расчета разрезов пористости и давления, а также соответствующие программы для ЭВМ. Был разработан также и упрощенный способ одномерной декомпрессии, который укладывается в систему программ СЦС-3. В соответствии с основной идеей расчета разрезов ПАК амплитуды по временному сейсмическому разрезу $t_0(x)$ после соответствующей предварительной обработки принимаются в качестве оценок коэффициентов отражения $\{c_j\}$. Важным элементом предварительной обработки является устранение ограничений по диапазону сейсмических каналов, а значит и восстановленных акустических импедансов. Это обеспечивается авторегрессивным расширением спектра каналов [ВЕРМЕШ М. 1986. Оценка акустического импеданса путем экстраполяции спектра сейсмических каналов (на венг. яз. с русс. резюме). *Magyar Geofizika*, **27**, 3-4, с. 92-123]. При экстраполяции исходным является спектр сейсмических сигналов. Ширина полосы в частотной области расширяется со стремлением ввести при этом как можно меньше посторонней информации. Расширение выполняется в соответствии со внутренней логикой данных, имеющих в распоряжении с самого начала. Акустический импеданс рассчитывается по серии коэффициентов отражения $\{c_j\}$, полученных изложенным способом, по уравнению

$$\lg(\xi_k/\xi_1) = 2 \sum_{j=1}^k c_j,$$

где $\xi_k = \rho_k V_k$ — акустический импеданс k -ого слоя (ρ_k — плотность, V_k — скорость). Кривая импеданса проходит через точки, известные по анализу скоростей.

Пористость определяется по уравнению Вилли, используемому в интерпретации каротажных данных:

$$\frac{1}{V} = \frac{\Phi}{V_f} + \frac{1-\Phi}{V_m}$$

Скорость распространения волн V берется по разрезу ПАК. V_f и V_m представляют собой скорость прохождения продольных волн в поровой жидкости и в породном каркасе соответственно, Φ — искомая пористость. При определении давления исходным является уравнение Терзаги, описывающее статическое равновесие осадков:

$$p(z) = S(z) + \sigma(z),$$

где $p(z)$ — давление поровой жидкости как функция глубины, $S(z)$ — нагрузка на слой (полное давление от породного столба высотой z), $\sigma(z)$ — эффективное напряжение, возникающее в породном каркасе. Это уравнение в конце концов приводит к решению дифференциального уравнения.

Результаты расчетов по разработанной программе ниже иллюстрируются примерами из практики. На *рис. 66* представлен фрагмент временного разреза. На *рис. 67* представлена серия каналов с расширенным спектром. Для повышения точности расширения были заданы 8 значений скоростей. На *рис. 68* приводится разрез ПАК. Раскраска соответствует значениям скоростей, шкала цветов и значения скоростей нанесены на левую сторону рисунка. На *рис. 69* представлен разрез расчетной пористости. Расчеты были проведены по уравнению Вилли, приведенному выше. На шкале цветов нанесены значения пористости в %.

Дальнейшая задача наших исследований заключается в осуществлении до сих пор не разработанных узлов блок-схемы на *рис. 65*, а именно определение палеопористости и палеодавления на основе уравнения Терзаги. Реализованные до сих пор способы, особенно совместно с более новыми, естественно, должны быть проверены на ряде сейсмических разрезов и даже на целой площади, чтобы установить эффект от различных параметров и чувствительность к ним всей системы.

2.1.4 Разработка интерактивной геофизической станции*

Цель работ, проводимых в ЭЛГИ, заключается в создании рабочей станции для сейсмической интерпретации. Разработка в сотрудничестве с советскими партнерами проводится одновременно в отношении как машинного, так и программного обеспечения.

На современном этапе разработок геофизическая станция ИГС-I состоит из следующих узлов:

- 1) центральный процессор Z80;
- 2) оперативная память на 2 мегабайта;
- 3) 2 винчестера по 86 мегабайт; на одном из них могут быть записаны 30 двумерных временных разрезов по 30 мегабайт, а на другом — данные трехмерных измерений объемом до $256 \times 256 \times 512$ данных;

* Ф. Хорват, М. Касаш, Й. Киш, К. Д. Лёринц, И. Рац, Э. Сепхейи, Э. Жаданьи.

- 4) 2 цветных монитора с разрешением 850×512 точек; на одном из них могут быть выполнены различные операции с изображениями, а на другой можно вывести изображения с целью сопоставлений;
- 5) черно-белый монитор — консоль оператора;
- 6) узел оцифрования GITA-11 для обозначения горизонтов вручную и для управления меню; состоит из графического щита, катушки отсчета и пульта управления;
- 7) клавиатура для управления меню.

В систему входит ЭВМ ЕС-1011, причем обеспечена возможность передачи сейсмических данных и графической информации в двух направлениях. Независимость станции от ЕС-1011 обеспечивается компьютером IBM-PC/AT в комплекте с магнитозаписывающим устройством, перевозимым вместе со станцией. Имеется возможность передачи сейсмических данных и параметров между компьютером и станцией в обоих направлениях.

Сейсмическая визуализация осуществляется таким образом, что в каждой точке монитора виден цвет, соответствующий амплитуде данной записи; таким образом, вертикальные ряды точек соответствуют сейсмическим каналам. Ассортимент состоит из 4096 цветов, из которых одновременно могут быть показаны 64. Визуализация сейсмического разреза при с. Надъездхаза (рис. 70) осуществлена изложенным выше способом шкалой цветов с 16 единицами. Заданный диапазон отрицательных максимальных амплитуд проявляется верхней окраской шкалы цветов, в данном случае — белым цветом, при данном делении шкалы, включающим практически все отсчеты полуфазы в случае сильных отражений. В диапазоне положительных максимальных амплитуд подобная же ситуация наблюдается в отношении самой низкой окраски шкалы — бордового цвета. Следовательно, постепенность раскраски в пределах отдельного канала заметна лишь при относительно слабых отражениях.

Система программ построена по принципу меню. На фотографии, сделанной по черно-белому монитору (рис. 71), видна схема соотношений основных меню, каждое из которых состоит из подменю. На вершине схемы “System Initialization” находится основное меню, инициализирующее всю ситсему. Под ним наблюдается меню выбора “Operation Mode Selection”, от которого ведут три ветви. Ветвь “Computer Transfer and Communication» обеспечивает перевод данных на ЭВМ IBM-PC/AT или ЕС-1011 или обратно, ветвь “System Test, Maintenance, Test Patterns” служит для тестировки системы, а ветвь “Local Mode Processing of Stored Data” включает в себя операции, выполнимые на сейсмическом материале, хранимом на винчестерах. В рамках локальных функций можно выбрать меню “2D Transfer between Display and Winchester”, с помощью которого осуществляется перевод двумерных материалов на экран и их запись на магнитный диск. Меню “3D Transfer from Winchester into Display” обеспечивает перевод трехмерных материалов с магнитного диска на экран. По меню “Display Parameter Set-up” устанавливаются параметры

исследуемого изображения (окраска, динамический диапазон, выбор шкалы, визуализация окна размером с экран в разрезах большего размера), а по меню “Geophysical Image Processing” проводится обработка геофизических изображений с разнообразными способами манипуляции изображений и визуализации обозначений и надписей. Соответствующие подменю представлены на фотографии с черно-белого монитора (рис. 72).

«Обработка геофизических изображений» включает в себя следующие операции. С помощью блока “Markers” могут быть проведены горизонтальная и вертикальная линии, а также выведен курсор в виде точки с обозначением ее положения в виде цифр в верхней части экрана. Способом ROI можно чертить на экране точками по-вертикали и по-горизонтали. При подсоединении соответствующей ручки к системе можно чертить в любом направлении. С помощью блока “Text” можно вывести текст на экран. Текст может состоять из 8 алфавитно-цифровых единиц, и он появляется при печатании в блоке “Text window”. При команде “Graph table» происходит активизация оцифрователя, при этом путем перемещения отсчетной катушки на графическом щите можно чертить на экран вручную, например, при прослеживании изолиний, нанесении сбросов или перенесении каротажных кривых. С помощью функций “Clear point” и “Clear field” можно стереть нанесенную графическую информацию, например текст или линии, обеспечивая возможность поправок. В блоке “Object” можно задавать окружности и квадраты переменного размера, которые могут оказаться нужными в функциях, упоминаемых ниже. Цифрами обозначены длина стороны или радиус в количестве точек изображения. Блок “Filters” обеспечивает возможность выбора из трех типов фильтрации. “Gauss” и “Laplace” являются усредняющей, а “Contour” — ребровой фильтрацией. Команды блока “Geo Color” служат для визуализации разреза, раскрашенного по амплитудам, в раскраске по другим параметрам. При выборе первой из функций получается изображение в раскраске, соответствующей алгебраическому знаку, второй — частоте, а третьей — максимальной амплитуде (рис. 73). Раскраска по максимальной амплитуде отличается от первичного способа визуализации сейсмических разрезов (рис. 70) тем, что данная полуфаза, положительная или отрицательная, проявляется окраской максимальной амплитуды, характерной для данной полуфазы. Таким образом вертикальная серия точек становится прерывистой, ведь точки отсчета, попадающие в одну и ту же полуфазу, проявляются одной и той же окраской. Подобный способ раскраски облегчает прослеживание изменения величины амплитуд вдоль поверхностей раздела. Создание изображений, раскрашенных по различным параметрам, осуществляется по простым алгоритмам обработки изображений, но не трансформацией Гильберта. Командой “Density profile” блока “Statistic” можно вычертить интенсивность сигналов вдоль горизонтальной или вертикальной линии, заданной через блок “Markers”. В случае вертикальной линии это означает визуализацию амплитуд данного канала в виде сигналов. По команде “Histogram” по замкнутым кривым, выделяемым

через блок "Object", или по всему разрезу рассчитывается распределение амплитуд с графической визуализацией и с определением средних значений и дисперсий в виде чисел. На этом основании параметры визуализации могут быть установлены в соответствии с требуемым динамическим диапазоном разреза. Операция "Search" позволяет наметить горизонты автоматически. Любая фаза может быть прослежена по горизонтали или вертикали на всем протяжении. С помощью команд блока "Enlarge" можно выполнить увеличение по вертикали или горизонтали или по обоим направлениям. Увеличение осуществляется по степеням 2 центрально с возможностью повторений в неограниченном количестве и с линейной интерполяцией между центральными точками. При помощи блока "Geomark" может быть визуализирована и сохранена графическая информация. Команда "Reference" вызывает на экран опорные данные разрезов. Может быть визуализирована шапка разреза, хранящаяся на магнитном диске, а также сетка для опознавания, на которой по горизонтали нанесены номера каналов, а по вертикали — шкала времени. Для визуализации графической информации в распоряжении имеются 6 битов. Из них 2 являются т. н. рабочими битами (W и F); если возникает необходимость в сохранении их содержания, то необходимо их скопировать на один из битов TW , TB , MI или MO или на комбинацию. Командой "Overlay CTRL" можно разрешить или запретить любой из перечисленных 6 битов (при запрещении содержание бита сохраняется, но становится невидимым). В блоке "Overlay" в левом углу рис. 72 разрешенные биты фигурируют с инверсной маркировкой. "Overlay color" может быть использована для раскраски отдельно взятых битов или их комбинаций. Поскольку комбинации битов также имеют собственную окраску, всего могут быть визуализированы изолинии 15 различных цветов. "Over. to Image" копирует из рабочих битов в упомянутые выше 4 бита, а "Image to Over." — обратно. Содержание 4 битов может быть записано на винчестер, а в случае трехмерного материала изолинии автоматически переносятся и на поперечные разрезы. Командой "Clear Overlay" можно стереть содержание отдельно взятых битов. Функция "Mapping" может использоваться при работе с объемным материалом. Обозначения на временных срезах проектируются на параллельные им плоскости, так что они проявляются в виде изображений в изолиниях различной раскраски.

В блоке объемных данных операции производятся с помощью подмемно ветви "3D Transfer from Winchester into Display". Любая плоскость одного из главных направлений может быть визуализирована сама по себе или в комбинации с другими. В блок данных можно заглянуть с четырех различных направлений, а при совместном копировании трех плоскостей все они (две вертикальные и одна горизонтальная) могут быть изображены в развертке рядом друг с другом или в аксонометрическом виде (рис. 74, 75 и 76). На рис. 75 горизонты, обозначенные «АН» и «ВН», нанесены путем автоматического прослеживания горизонтов. Имеется также и возможность визуализации других разрезов, параллельных видимому на эк-

ране, путем быстрого их перелистывания друг за другом. Если на экране имеются три взаимно перпендикулярных разреза (рис. 74 и 75), то из двух вертикальных разрезов параллельные левому другие разрезы могут вызываться быстро друг за другом на экран. При помощи т. н. «стулообразной» комбинации изображений (рис. 76) одновременно могут быть визуализированы 6 плоскостей, когда в пределах трех опорных плоскостей тремя другими плоскостями произвольного номера отсекаются параллелепипеды. Кроме того временные срезы, следующие друг за другом, могут изучаться в размещении рядом друг с другом. Соответствующий пример приводится на *рис. 77*. Временные срезы получены по верхней поверхности, обозначенной «АН» на *рис. 75*. Представленный трехмерный материал получен в СССР в результате измерений, выполненных ЦГЭ.

Возможность внутреннего изучения объемного материала ускоряет создание общей геологической картины, а охарактеризованные выше возможности выделения горизонтов и их переобозначения способствуют детальной структурной интерпретации путем быстрой корреляции поверхностей.

Благодаря станции ИГС-I в значительной степени облегчается интерпретация объемных сейсмических материалов. Дальнейшая разработка нацелена на создание условий интерактивной интерпретации сети двумерных сейсмических временных разрезов.

2.2.1 Двухмерное моделирование результатов измерений на постоянном токе*

При решении геоэлектрических задач путем двухмерного и трехмерного моделирования наиболее часто используемые цифровые методы (конечных разностей, конечных элементов, интегральных уравнений) требуют применения быстрых и мощных электронно-вычислительных машин даже в случае простых геологических моделей. Решение задач так наз. методом разложения Положи [POLOZHII 1965] возможно и с помощью персонального компьютера [JAMES 1985].

Этот метод пригоден для расчета таких двухмерных структурных форм, которые строятся из одномерных сегментов (рис. 78) (в используемой системе программ максимум из трех сегментов). Такими являются модели например вертикального контакта, вертикального разлома или заполненной трещины, нормального прямоугольного сброса, грабена или горста. Отдельные одномерные сегменты могут содержать любое количество слоев. Значения потенциала и производимых из него величин, например значение кажущегося удельного сопротивления или значение S могут быть рассчитаны для любой плоскости исследуемого пространства. Питающие электроды могут быть помещены в среде, таким образом возможно моделирование результатов измерений, полученных с закрепленными электродами.

В сущности с помощью метода Положи, сходного с аналитическим методом преобразований Фурье, 2 1/2-мерные задачи (двухмерное геоэлектрическое поле + трехмерный источник) могут быть приведены к ряду более простых задач. В противоположность методу Фурье, который используется только по направлению простирания (координата X на рис. 78), неоднородное преобразование Положи может использоваться в направлении изменения сопротивления (на рис. 78 координата z), таким образом вместо трехмерной задачи получится ряд одномерных непосредственно решаемых задач. Время расчета по составленной нами программе для IBM-АТ двухмерной модели, содержащей более 100 тысяч точек решетки (например сброс), составляет 15–20 минут, в случае модели, состоящей из

* М. Варга

треугольных сегментов (например грабен), — 40–60 минут. Расчетное время в наибольшей степени зависит от количества узлов решетки в направлении z и не зависит от падения слоев и от положения электродов. Расчеты, полученные для простых моделей (контакт, залеченный разлом, одномерная модель), были сравнены с результатами аналитических расчетов, и соответственно выбранные параметры (количество узлов решетки и расстояния между ними в различных направлениях, параметры граничного импеданса по периметру исследуемой среды), вернее их значения хорошо совпадали при обоих методах расчетов. Результаты цифровых расчетов для моделей, не поддающихся аналитическим методам, были сравнены с результатами физического моделирования (в баке). Отклонения соответствовали ошибкам измерений.

В дальнейшем приводятся несколько примеров решения моделей для часто используемого при разведке полезных ископаемых метода потенциального картирования (ПМ) на постоянном токе. В этом методе питающие электроды (А, В) помещаются на большом расстоянии друг от друга, а измерения производятся в области половины расстояния питающей линии. На *рис. 79* показаны значения кажущегося удельного сопротивления (ρ_a), рассчитанного цифровым и аналитическим методами для случаев хорошо проводящей и плохо проводящей залеченной вертикальной трещины. Наблюдается лучшее совпадение значений для плохо проводящего тела, в то же время для хорошо проводящего тела значения (ρ_a) лучше приближаются к значениям действительного удельного сопротивления. На *рис. 80* показаны значения S_n для серии сбросов, нормированные на значения левого полупространства ID. Видно, что правые асимптоты кривых S_n , как и ожидалось, приближаются к мощности первых слоев правого полупространства. На *рис. 81* изображены рассчитанные нормированные S значения для грабена и горста различной ширины. По кривым S_n можно приблизительно определить ширину горста, в то же время относительно параметров грабена можно сделать только качественные выводы.

2.2.2 Физическое моделирование метода переходных процессов с полевым прибором*

Уже десятилетия в ЭЛГИ проводятся работы по физическому и математическому моделированию геоэлектрических методов. Разработка программ и физическое моделирование проводились в основном для методов на постоянном токе и частотных электромагнитных методов. Перед покупкой аппаратуры метода переходных процессов компании Геоникс Лтд. типа ЕМ–37 в процессе интенсивного освоения и совершенствования метода были составлены программы для расчета различных одномерных моделей. При исследовании стало необходимым изучение возможностей

* Дь. Балог, Б. Чато, Е. Прачер, Л. Шёреш

метода в случае двухмерных и трехмерных моделей. В настоящее время возможности вычислительной техники не позволяют проведение трехмерного математического моделирования, поэтому сделаны попытки изучения возможностей физического моделирования.

Для опытов использовалась аппаратура ЕМ-37 в оригинальной форме, но согласно законам моделирования было необходимо изготовить рамки датчика и приемника в малых размерах. Параметры рамок следующие:

	Площадь	высота	количество витков
Датчик ТУРАМ	30×60 мм	5 см	50
Приемник	10×10 мм	5 мм	50
Датчик СІЛ	11×11 мм	5 мм	75
Приемник	$r = 3$ мм	5 мм	50

Серьезной проблемой являлся выбор соответствующих материалов. Время измерения на ЕМ-37 и минимальные оптимальные размеры сильно сужают круг используемых материалов. Сопротивление большинства распространенных и дешевых металлов слишком мало для воспроизводства условий сопротивлений отечественных геологических моделей. Сопротивление железа было бы подходящим, но его нельзя использовать из-за слишком большой магнитной проницаемости. В конце концов совместно с кафедрой выплавки металлов Инженерно-технического института Тяжелой промышленности удалось найти два сплава. Подходящим оказался сплав бронзы типа НБЗ-4 и никелевой стали по имени ниресист, который при нагревании теряет намагниченность. Сопротивление бронзы примерно $0,7 \cdot 10^{-7}$ омм, ниресиста $8 \cdot 10^{-7}$ омм. При использовании моделей 1 : 10 000 масштаба это соответствует сопротивлениям 7 и 80 омм. Обработка моделей производилась на токарном станке и плоской точилкой с точностью до 10 микронов. Контакт соприкасающихся поверхностей осуществлялся механически с помощью зажимных муфт.

Главная роль при работах методом переходных процессов в Венгрии принадлежит зондированию соосной установкой (СІЛ). Наиболее важные практические вопросы, как например определение горизонтальной разрешающей способности и выявление трехмерных структур малого размера, решаются с помощью физического моделирования. На рис. 82 и 83 показаны результаты измерений над моделями вертикального сброса и грабена, заполненного хорошо проводящим материалом. Масштаб 1 : 10 000. Покрывающий слой был сделан из бронзы, а фундамент — из ниресиста. По тоновым изображениям как сброс, так и грабен однозначно определяются. Глубина фундамента была определена как методом преобразования функции сопротивления от времени в функцию сопротивления от глубины (TRH), так и подбором интерактивных теоретических кривых. В случае сброса глубина опущенного крыла с точностью 10% соответствовала глу-

бине нижнего ребра сброса. Интерпретация глубины грабена дала меньшее значение по сравнению с действительным.

Можно видеть, что «поле видимости» установки составляет часть пространства, ограничиваемое конусом с вершинным углом порядка 45° . Разрешающая способность по горизонтали увеличивается с уменьшением размеров передатчика вплоть до тех пор, пока размеры изучаемой структуры не становятся большими по сравнению с размерами измеряющей системы. Затем существенного улучшения уже нет.

Часто встречающейся и трудной задачей является выявление в проводящей среде небольших масс с проводимостью, на порядок выше. Изучение проводящих тел в непроводящей среде представляет собой сравнительно простую и ясную с теоретической точки зрения проблему. Влияние проводящей вмещающей среды, как об этом можно судить по литературе, изучается многими исследователями. Решение данной проблемы предусматривалось и опытами с установкой ТУРАМ.

Измерения проводились на трех различных моделях: 1) в однородном проводящем полупространстве (плита ниресиста толщиной 4 см); 2) в проводящей призме, помещенной в вакуум (бронзовая призма и дерево); 3) в проводящей призме, помещенной в проводящее полупространство (бронзовая призма и ниресист). На *рис. 84* представлены значения H_z , измеренные вдоль намеченных линий по 20 каналам. Первой серией кривых иллюстрируется известное изменение во времени поля однородной модели, а второй — интенсивные экстремальные значения, формируемые над бронзовой призмой в изоляторе. На третьей и четвертой сериях кривых (3а и 3б) можно видеть поведение комбинированной модели вдоль двух взаимно перпендикулярных линий. Аномалия от возмущающего тела почти полностью теряется в региональном шуме от окружающей среды. Для изучения аномалии поле однородной модели было вычтено из поля комбинированной модели (*рис. 85*). В результате вычитания эффект от бронзовой призмы стал отчетливо видимым (заштрихованное поле). Неоднократная перемена знака аномалии может объясняться взаимодействием призмы с полупространством. На вычерченных кривых затухания можно увидеть причину такого, кажущегося странным, поведения. Поле окружающей среды искажается проводящей массой призмы таким образом, как будто оно было вызвано однородной средой с удельным сопротивлением, меньшим действительного.

По результатам опытов можно сделать вывод о том, что электромагнитные измерения во временном диапазоне могут быть смоделированы с использованием дешевых материалов и полевой аппаратуры без создания особых лабораторных условий. По горизонтально слоистым моделям измеренные и рассчитанные теоретически данные находятся в хорошем соответствии. Допустив, что это окажется справедливым и для трехмерных моделей, становится ясным практическое значение экспериментов. Проблема разрешающей способности, а также наклонных слоев и топографических эффектов может изучаться прямым методом.

Не получено ответа по важной проблеме, касающей «канализации тока». Если сквозь поверхность раздела между средами различной проводимости проходят токовые линии, то в результате накопления зарядов на поверхности возникают аддитивный ток и магнитное поле, так что простая картина, основанная на индуктивном взаимодействии, претерпевает дальнейшие усложнения. Не все равно, что среда, окружающая проводящее тело, является изолятором или проводит ток хотя бы в небольшой степени. Формирующееся электромагнитное поле существенно видоизменяется вследствие канализации тока. В ходе выполненных нами измерений, например, на модели со сбросом, плохо проводящий ниресист был заменен изолятором, и контакт был прерван в плоскости сброса. Профиль, измеренный над полученной моделью, не обнаружил существенных изменений по сравнению с исходной моделью. Таким образом, либо наблюдаемый эффект находится в области измерительных ошибок для данной модели, либо контакты, несмотря на все наши старания, оказались ненадежными, и канализации тока не произошло.

2.2.3 Радиоволновое просвечивание при поисках и разведке бокситов*

При радиоволновом просвечивании антенной-передатчиком (вертикальным электрическим диполем), помещенным в скважину или в горную выработку, испускаются радиоволны, распространяющиеся в пространстве во все стороны [ПЕТРОВСКИЙ 1971; ПЕТРОВСКИЙ, ПОПОВ 1972]. При распространении, в зависимости от особенностей среды и от частоты волн происходит поглощение энергии и уменьшение амплитуды волн по сравнению с «начальной» близ передатчика. Величина поглощения волн характеризуется коэффициентом поглощения β . Приемной антенной, помещенной в скважину или горную выработку, воспринимается компонента (E_z) напряженности электрического поля в направлении антенны. В однородной изотропной среде в декартовой системе координат (с центром в диполи антенны-передатчика) напряженность электрического поля в любой точке $P(x, y, z)$ в пределах волновой зоны описываются следующими уравнениями:

$$E_z = E_0 \frac{e^{-\beta(R)}}{R} \cdot \frac{r^2}{R^2}, \quad (1)$$

$$E_0 = \mu \omega \frac{IL}{4\pi}, \quad (2)$$

$$\beta = \omega \sqrt{\frac{\mu \epsilon}{2} \left(\sqrt{1 + \frac{1}{(\rho \omega \epsilon)^2}} - 1 \right)} \quad (3)$$

* Йи Й-с. и Жоу Х-м. (Инст. Геофиз. и Геохим., Геол. Мин. Ланфанг, КНР), Кирай Э. и Шимон А. (ЭЛГИ)

где E_0 — «начальная» напряженность поля вблизи от антенны, I — сила тока в антенне, L — эффективная длина антенны, μ — магнитная проницаемость среды, ω — круговая частота волн, R — расстояние от центра системы координат до точки P , r — его проекция на плоскость x, y , ε — диэлектрическая проницаемость среды, ρ — удельное сопротивление среды, β — упомянутый коэффициент поглощения.

Передатчик аппаратуры JWQ-3A на любой из частот в 0,5, 1, 2, 4, 8, 16 и 32 мгц излучает мощность порядка 1 вт. Приемником производится измерение амплитуды электрического компонента поступающей волны по направлению приемной антенны (E_z). Он выдает на дисплей в децибелах ее отношение к начальной напряженности электрического поля (E_0). Это отношение в дальнейшем обозначается через C и называется затуханием:

$$C = 20 \lg \left(\frac{E_z}{E_0} \right) \quad [\text{дБ}] \quad (4)$$

Измерительные данные поступают непосредственно в память малогабаритного компьютера. Передающая и приемная антенны являются линейными диполями. Их длина обычно равняется половине длины волны. Передача и прием осуществляются индуктивным путем, то-есть без непосредственного контакта (заземления) со средой (со стенкой скважины). Скважинные снаряды датчика и приемника имеют диаметры 35 мм. Установка легко перемещается вручную.

Коэффициент поглощения бокситов обычно во много раз больше, нежели доломитов. Это дает основу для выявления отдельных блоков доломитов, иногда находящихся в бокситах. В процессе опытных работ в окрестностях близповерхностной бокситовой залежи Вёрёшфёльд-I в Задунайщине были проведены опытные измерения в целях выбора оптимальной частоты, а также для определения: достаточно ли различается друг от друга затухание волн на данной территории в бокситах и во вмещающих породах (доломитах). С этой целью в скважинах, вскрывших бокситовые залежи или вмещающие породы, был проведен радиоволновой каротаж. На *рис. 86* видны кривые радиоволнового каротажа, проведенного в 5 скважинах на оптимальной частоте 16 мегагц. Затухание в бокситах составляет в среднем 90 дБ, а в доломитах — 77 дБ. Эта разница в поглощении волн оказалась достаточной для решения поставленной геологической задачи.

Для выявления горста доломитов, находящегося среди бокситов, была проведена серия просвечиваний между скважинами РЗ и Г144В. Передатчик и приемник в каждой скважине перемещались одновременно, или же в одной из скважин передатчик находился на постоянной глубине, а в другой приемник перемещался (*рис. 87*).

«Кривые затухания» изображаются в зависимости от глубины приемной антенны. Вследствие того, что расстояние между скважинами в срав-

нении с их глубиной малó, при измерениях, проведенных с постоянным датчиком и с перемещаемым приемником, расстояние датчик—приемник сильно меняется, поэтому измеренные значения затухания необходимо было скорректировать по расстоянию датчик—приемник. Коррекция производится по формулам (1) и (2). На рисунке показаны прокорректированные кривые.

Отрезки кривых затухания, вызываемые волнами, распространяющимися в бокситах, параллельны, хотя и с некоторым разбросом, оси глубин. На отрезках, соответствующих лучам, распространяющимся в доломитах, кривые отклоняются в сторону меньшего затухания пропорционально путям, пройденным лучами в доломитах. Кривые отклоняются четко, обозначая наличие доломитовой гряды и обеспечивая возможность однозначной интерпретации. На кривых устанавливаются точки, в которых начинается отклонение. Пути лучей от датчика до этих точек пересекаются примерно в одной и той же точке области между двумя скважинами. Данной точкой определяется вершина доломитовой гряды, а также ее высота, с точностью в несколько м в рамках данной модели. Кривые, полученные с датчиками на глубине 15 м, практически не отклоняются, так что лучевые пути, соответствующие каждой отдельной точке на них, приходили в бокситах.

Данным способом надежно выявляются тела доломитов в пределах бокситов между скважинами, находящимися на расстоянии 20–30 м друг от друга, что служит обоснованием его серийного применения в детальной разведке бокситовых линз и в проектировании открытых выработок.

Литература

- ПЕТРОВСКИЙ А. Д. 1971: Радиоволновые методы в подземной геофизике. Недра, Москва, 223 с.
ПЕТРОВСКИЙ А. Д., ПОПОВ А. Д. 1977: Руководство по волновым методам скважинной и шахтной геофизики. Недра, Москва 335 с.

2.2.4 Малоглубинная электроразведка способом измерения электромагнитной проводимости*

В настоящее время наряду с традиционными глубинными методами геофизики все большее значение приобретает изучение малых (до 30 м) глубин, что связано между прочим с возрастающим значением охраны окружающей среды и с увеличением объема разведочных работ на месторождениях (галечников, глин, бокситов, лигнитов и т. д.), подлежащих открытой разработке. Быстрая и эффективная геофизическая разведка может оказывать существенную помощь и в решении инженерно-геологических задач. Ниже рассматривается электромагнитная съемка, которая может быть применена при решении перечисленных задач.

* Дь. Балог, Л. Винце, Э. Прачер, Б. Чато

Профилирование и съемка, представляющие первую стадию электро-разведки, должны соответствовать ряду требований. Важно, чтобы измерения выполнялись легко и быстро, с достаточной точностью, чтобы интерпретация проводилась просто и чтобы была обеспечена возможность полевой визуализации и интерпретации.

В 1986 году ЭЛГИ приобретена аппаратура ЕМ-31 для измерения проводимости у фирмы Геоникс, Канада. Важнейшим преимуществом аппаратуры, работающей с возбуждением магнитного диполя и с установкой типа СЛИНГРАМ, является отсутствие необходимости создания контакта между почвой и прибором, так что слои высокого сопротивления не являются экранирующими. Можно поэтому проводить измерения и в таких районах, где нельзя применять методы постоянного тока (например, на дорогах, на скальных участках, в районах развития экранирующих галечниковых горизонтов). Дальнейшими преимуществами электромагнитной съемки являются быстрота, точность, высокая разрешающая способность по горизонтали и чувствительность к слабым изменениям сопротивления.

Прибор ЕМ-31 по измерению проводимости включает в себя две катушки с общей плоскостью, удаленные на расстояние 3,66 м. Передающей катушкой возбуждается поле частотой 9,8 кгц, меняющееся по синусоиде; приемной катушкой измеряются действительная и мнимая компоненты этого поля. Известно, что в области малых индукционных чисел измеряемые компоненты магнитного поля находятся в простой зависимости от электрических параметров грунта [McNEILL 1980; KAUFMAN and KELLER 1983]. При этом мнимая компонента измеряемого магнитного поля в однородном полупространстве пропорциональна удельной проводимости (или же удельному сопротивлению) полупространства. Исходя из этого, прибор прокалиброван таким образом, что при горизонтальном положении катушек и при высоте прибора в 1 м прямо отсчитывается кажущаяся проводимость. Измерение же действительной компоненты, чувствительной к магнитной восприимчивости, обеспечивает выявление металлических предметов.

Разработки, начатые в 1986 г., направлены на достижение двух разных целей. Одной из них является внедрение таких преобразований и измерительных способов, которыми обеспечивается увеличение информативности измерений и ускорение интерпретации, а другой — создание возможности цифровой регистрации данных и полевой интерпретации результатов.

Значение кажущейся проводимости, поскольку оно пропорционально мнимой компоненте магнитного поля, естественно зависит от высоты прибора над местностью и от ориентировки катушек. Поэтому представляется целесообразным ввести понятие удельного сопротивления, соответствующее традициям. Пусть кажущимся удельным сопротивлением будет удельное сопротивление полупространства, над которым при данной геометрии были бы получены значения, соответствующие измерен-

ным. Это кажущееся удельное сопротивление в области малых индукционных чисел легко может быть рассчитано следующим образом:

$$\varrho_a = \frac{1000z(h)}{\sigma_a[\text{mS/m}]z(I)} [\text{омм}] \quad \text{для вертикальных и}$$

$$\varrho_a = \frac{1000z'(h)}{\sigma_a[\text{mS/m}]z'(I)} [\text{омм}] \quad \text{для горизонтальных}$$

магнитных диполей, где σ_a — измеренная кажущаяся проводимость, h — высота прибора над местностью, z и z' — простые функции от h .

Точность преобразований нами проверена: зависимость кажущегося удельного сопротивления от высоты — всего несколько процентов. При изменении высоты прибора над местностью и ориентировки катушек изменяется распределение вихревых токов, возбуждаемых в грунте. На этом основании в благоприятном случае выявляются слои различных удельных сопротивлений. С учетом сравнительно небольшой вертикальной разрешающей способности зондирования, выполненного, таким образом, путем изменения высоты, вместо интерпретации с использованием палеток нами была введена качественная интерпретация, подобная составлению диаграмм кажущееся удельное сопротивление — кажущаяся глубина в методе дипольного профилирования на постоянном токе.

Кажущаяся глубина определяется на основании функции распределения токов в однородном полупространстве. Кажущейся нами считается глубина, ниже которой остается пространство, доля которого в принимаемом сигнале составляет e . Кажущаяся глубина, определяемая таким образом, при вертикальном положении катушек приблизительно прямо пропорциональна высоте прибора над местностью, а при горизонтальном положении катушек эта зависимость намного сложнее, и с изменением высоты прибора кажущаяся глубина меняется слабо.

Естественно, кривые зондирования также целесообразно преобразовать в кривые кажущаяся глубина — кажущееся удельное сопротивление, которые, в противоположность кривым высота прибора — измеренная «кажущаяся проводимость», рекомендуемым фирмой-изготовителем для интерпретации кривых по палеткам, четко отражают сопротивления и глубину моделей (рис. 88).

Усиление эффекта от неоднородностей, обозначенных 2 и 3 и залегающих на небольших глубинах, возможно путем применения способа градиентов [FROHLICH and LANCASTER 1986]. При исследовании эффективности данного способа путем математического моделирования (рис. 89) было установлено, что отклонение магнитных полей, возбуждаемых дипольными датчиками различной высоты, от передатчика быстро уменьшается при удалении как в горизонтальном, так и в вертикальном направлении. Таким образом, эффект от региональных колебаний сопротивления грунта может быть устранен путем создания разностей между значениями сопротивлений, полученных при измерениях на разных высотах.

Эффективность полевых измерений в значительной степени была повышена тем обстоятельством, что к прибору в качестве накопителя данных был подсоединен компьютер типа РТА-4000 (рис. 90). Цифровое накопление и хранение данных устраняет субъективные ошибки в наблюдениях, обеспечивает возможность одновременной записи по обоим каналам и рассчитывание сопротивлений одновременно с производством измерений.

Устройство накопителя было охарактеризовано в Отчете за 1985 год [SIMON et al. 1986]. Помимо накопления, хранения и визуализации данных программой облегчается эталонировка прибора и обеспечивается возможность непрерывного измерения параметров без их записи. Далее, производится постоянный контроль за напряжением тока, питающего прибор и накопитель. В режиме накопления данных после введения «шапки» координаты смещаются автоматически как при профилировании или площадной съемке, так и при зондировании. Программой обеспечивается возможность накопления одновременно двух тысяч наблюдений в пяти независимых блоках, а также производства разнообразных проверок и исправлений в ходе измерений. Полевой журнал заменен списком данных с компьютера. С использованием профилей, отпечатанных на принтере карманного калькулятора, предварительная интерпретация может быть осуществлена уже в поле. Измерительные данные некоторое время хранятся на кассете магнитофона. Перевод данных в калькулятор НР-9845 создает возможность хранения данных на магнитном диске и вычерчивания карт с компьютера.

Малоглубинное профилирование проводимости успешно было использовано при решении следующих задач:

- 1) общая геологическая съемка (определение пород, залегающих близ поверхности, выявление сбросов, зон нарушений);
- 2) определение рельефа высокоомного фундамента;
- 3) измерения в открытых и подземных горных выработках (например, в лигнитах или бокситах);
- 4) археологические изыскания;
- 5) выявление захороненных труб и прочих предметов с металлической проводимостью;
- 6) поиски и разведка строительных материалов;
- 7) инженерно-геологические изыскания;
- 8) изучение загрязнения почв и т. д.

В дальнейшем эффективность метода и охарактеризованных способов обработки и интерпретации данных иллюстрируется некоторыми примерами полевых работ.

Назначение измерений, представленных на рис. 91, заключалось в исследовании синклинали в триасовом фундаменте. При дополнении геологической съемки электромагнитными измерениями (аппаратурой ЕМ-31) становятся возможными оконтуривание выходов и выявление различных образований под лессом и маломощным почвенным покровом. На рис. 91

представлены результаты съемки в окрестностях скважины Менчхей Met-1 в виде аксонометрического изображения кажущихся удельных сопротивлений. Можно наблюдать не только хорошее соответствие кажущихся удельных сопротивлений результатам геологической съемки, но также и возможности корректировки карты фактического материала на основании значений кажущихся удельных сопротивлений.

Эффект от вторичного поля различных трубопроводов может исказить результаты измерений электромагнитными методами высокой разрешающей способности (МЧЗ, МПП) в такой степени, что интерпретация оказывается невозможной. На основе прежних экспериментов с моделями в баках обычно можно предполагать связь результатов измерений с трубопроводами, но путем применения индукционного профилирования (с прибором ЕМ-31) можно получить значительно более надежные результаты и таким образом прогнозировать трубопроводы и избегать производство лишних измерений. Поскольку характер аномалий, связанных с трубопроводами, известно по результатам моделирования, становится возможным точно наметить положение трубопроводов. Подобный пример приводится на *рис. 92* для окрестностей с. Фаркашдьепю. Можно заметить значительно сходство искажений кривых, полученных в поле методом МЧЗ и над моделью в баке. Профили кажущаяся проводимость — действительная магнитная компонента (*рис. 92/с и d*) демонстрируют значение измерения действительной компоненты, чувствительной к колебаниям магнитной восприимчивости. Там, где изменение проводимости вызывается геологическими причинами, значение действительной компоненты практически не меняется, в то время как над трубопроводом образуется весьма резкая аномалия.

Цель серии измерений, выполненных совместно с Управлением водного хозяйства на среднем отрезке долины р. Дунай (BUVIZIG) в окрестностях с. Макад на о. Чепель в опытном порядке, заключалась в разработке комплекса геофизических методов для максимально быстрого и максимально полного изучения материала дамб, чтобы изменения, возникающие в дамбах под воздействием водных нагрузок, могли быть выявлены при минимальных затратах.

Результаты электромагнитных профилирования и съемки, выполненных в сухом состоянии и без нагрузок, на *рис. 93* сопоставляются с таковыми, выполненными под водной нагрузкой. Строение дамбы установлено по результатам инженерно-геофизических зондирований (*рис. 93*). Результаты электромагнитного профилирования приводятся в виде профилей кажущаяся глубина — кажущееся удельное сопротивление (*рис. 93. е и f*), охарактеризованных выше. Можно видеть, что при низком уровне воды удельное сопротивление глинистых алевритов, составляющих дамбу, довольно высоко по сравнению с окружением, уменьшаясь при подъеме уровня воды. Под водной нагрузкой дамба становится почти однородной в геоэлектрическом отношении. На основании проведенных опытных измерений можно предполагать, что по результатам электромагнитных измере-

ний можно будет следить за процессом намачивания дамб и можно будет наметить наиболее опасные участки, где дамба может оползнуть и даже прорываться.

Литература: Список литературы см. в венгерском тексте.

2.2.5 Разработка устройства ИШОДЕМ для сбора, оперативного контроля и предварительной обработки полевых данных*

В начале 80-х годов в рамках программы ИНТЕРГЕОТЕХНИКИ СЭВ была намечена разработка установки ПУРО для накопления полевых электроразведочных данных и их предварительной обработки. После многолетнего труда и ряда совещаний экспертов было необходимо сделать заключение о том, что пока не созрели условия для создания подобной полевой установки или ее эксплуатации. С одной стороны, доступными деталями и перифериями не обеспечивалось достижение необходимого минимального уровня потребления энергии, а с другой, не существовало таких геофизических измерительных приборов, которые можно было бы подсоединить к проектируемому ПУРО. В то же время стало ясно, что перевод данных, отсчитанных с приборов, с помощью клавиатуры слишком громоздок и не зарекомендовал себя на практике. Ко второй половине 80-х годов положение изменилось благоприятным образом. Процессор К-588 и статические RAM-ы с малым потреблением тока советского производства уже удовлетворяют намеченным требованиям, будучи способными обеспечить предварительную обработку геофизических данных и управление производством измерений. В то же время как у нас, так и в СССР были разработаны такие виды электроразведочной аппаратуры, к которым через стандартные узлы можно уже подсоединять блоки накопления данных и их предварительной обработки. Поэтому в 1985 г. нами было предложено возобновить разработку ПУРО, правда, с некоторым видоизменением основных целей. Нашим партнером с советской стороны в этой работе стал СНИИГГИМС, Новосибирск.

Технические требования были сформулированы в Новосибирске на двустороннем совещании в 1985 г. Эта разработка в 1986 г. была включена в Комплексную программу Научно-технического прогресса СЭВ (задание 1.4.6. Разработка и производство новых технических средств для выполнения геологоразведочных работ). В октябре 1986 г. был подписан контракт на разработки и усовершенствование. В соответствии с предусмотренным в контракте графиком в 1987 г. создан лабораторный вариант полного оборудования. После контрольных измерений вместе с советскими специ-

* Л. Дьенге, Л. Верё

алистами были проверены компьютерные узлы, системная программа, а также стыкуемость оборудования с ЭВМ типа Электроника-60. Вслед за положительными результатами была переделана программа компьютерной фильтрации, написанная на языке ФОРТРАН, и с успехом пропущена через новую аппаратуру. При этом было продемонстрировано, какие услуги могут быть оказаны данной аппаратурой: ввод данных с кассеты, визуализация данных на экране, видоизменение данных, визуализация результатов с помощью программы и их перевод на кассеты, — а также, программы какого объема могут пропускаться безо всяких затруднений и с достаточной эффективностью.

Изменение целевого назначения было продемонстрировано тем, что название установки было изменено на ИШОДЕМ. На *рис. 94* приводится блок-схема ИШОДЕМа, а также разработки, проектируемые на 1988 г.

Функция часов истинного времени (1) заключается в обеспечении шкалы времени для производства измерений и для генерации сигналов привязки во времени. Точное время измеряется и в выключенном состоянии. С помощью клавиатуры (2) с полным набором знаков латинского и русского алфавитов оператором поддерживается связь с центром. Центральный блок (3 и 4) состоит из микропроцессора К-588 на 16 бит с малым потреблением тока и стыкуемого с системой DEC. К нему подсоединяется узел быстрого умножения, удобный при выполнении геофизических алгоритмов одновременно с измерениями. В ходе дальнейших разработок память (5), объем которой в настоящее время составляет 160 кбайт, предусматривается увеличить до 0,5 мбайт. Монитор (6) имеет разрешающую способность 512×256 точек и обеспечивает возможность одновременной визуализации буквенно-цифровой и графической информации.

Блок предварительной обработки (А) может оформляться в соответствии с задачами по тем или иным методам измерений. Он состоит из следующих узлов: арифметического процессора с плавающей запятой (7), расширителя памяти (8), мультиплексера (9) и синхронизатора (10).

Стыковка с различными геофизическими приборами, периферическими устройствами и компьютерами обеспечивается стандартными (параллельными, последовательными, PS-2320, IEC-625) стыкователями (11, 13, 14, 17). Процессор Z-80 (12) и система его бусов (19) наряду с собственным бусом К-588 (18) обеспечивают возможность многостороннего использования.

Кассетный магнитофон, соответствующий международному стандарту ISO-3407 (15), используется в качестве фонового накопителя, обеспечивая также и стыковку с другими компьютерами. С помощью графического печатающего устройства (16) можно сделать копию с экрана.

На рисунке отдельно не обозначен блок питания, создающий питающее напряжение для электронного оборудования. Для уменьшения потребления тока блоком питания сразу отключаются все узлы, не занятые в данный момент.

Завершение контракта по разработке в 1988 г. отмечается полевыми испытаниями, в ходе которых, с одной стороны, необходимо удостоверить в надежности полевого варианта ИШОДЕМа, а с другой, необходимо подсоединить установку к геофизическим приборам, разрабатываемым советской стороной. После успешного решения всех этих задач можно будет изготовить три экземпляра окончательного варианта установки.

2.3 МЕТОДИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ И РАЗРАБОТКА АППАРАТУРЫ ПО ПРОМЫСЛОВОЙ ГЕОФИЗИКЕ

2.3.1 Теоретическое моделирование нейтронных полей*

Пакет программ HOLLÓ был разработан в 1987 году при содействии учебного реактора Будапештского Технического университета. (БТУ) Пакет программ, прогоняемый на ЭВМ IBM PC/AT, предназначен для вычисления поля нейтронного излучения около применяемых при ННК скважинных приборов по методу Монте-Карло. Для программы в качестве вводных данных необходимо задать элементарный состав вмещающих пород вокруг скважины и бурового раствора, энергетический спектр нейтронного источника в зонде, далее, геометрические данные ствола скважины и скважинного прибора. Для опеределения нейтронно-физических параметров разных веществ программа использует совокупность ядерных данных из 47 групп и в соответствии с этим нейтронные спектры также вычисляются по 47 группам. Для описания геометрических условий зонда и скважины программа допускает пять различных регионов. Имеется также возможность учесть асимметричность положения скважинного прибора. Пакет программ HOLLÓ включает в себя ряд подпрограмм, выполняющих разные функции, обзор которых дается в *Таблице V* с указанием типа файлов входных и выходных данных (с наименованием расширения).

При помощи программ HOLLÓ были рассчитаны нейтронные спектры в известняковых, песчаниковых и водных эталонах Национальной Метрологической базы по скважинной геофизике (НМБ). На первом шагу были составлены файлы геометрических условий (с расширением .hog) и вещественного состава (с расширением .hom), соответствующие заданным физическим моделям. Из них в качестве примера приводятся файлы геометрических и вещественных данных, рассчитанных для болгарской известняковой модели Враца в *Таблицах VI и VII* в форме, в которой они представляются на ЭВМ. Файлы геометрических данных были вычислены для компенсированного нейтронного зонда диаметром 60 мм НМБ на длины базы 35, 40, 50 и 60 см.

* Л. Андраши. И. Барат (ЭЛГИ), Ш. Фехер (БТУ)

Наименование программы	Функции	вводный файл	выводный файл
HOLLO H L P	Визуализация обзорной таблицы	—	—
HOLLO R E G	Визуализация нумерации регионов	—	—
HOLLO M A T	Запрос вещественных параметров	—	.hom
HOLLO M T A	Визуализация вещественных параметров	.hom	—
HOLLO G E O	Запрос геометрических параметров	—	.hog
HOLLO G T A	Визуализация геометрических параметров	.hog	—
HOLLO S P A	Запрос спектра источника	—	.hos
HOLLO S T A	Визуализация спектра источника	.hos	—
HOLLO L I B	Создание накопителя макроскопических данных	.hom	.hox
HOLLO M C I	Вычисление способом Монте-Карло	hollonuc.hol	.hor
		.hox	
		.hog	
		.hos	
HOLLO R E S	Визуализация результатов вычисления	.hor	—
HOLLO P R I	Печатание результатов вычисления	.hor	—

Таблица V. Обзор подпрограмм, входящих в пакет программ

Диаметр скважины	21,40 см
Диаметр зонда	6,00 см
Эксцентricность зонда в скважине	100,00%
Вертикальная протяженность области источника	9,50 см
Вертикальная протяженность области модератора	14,00 см
Вертикальная протяженность области детектора	150,00 см
Расстояние центра источника от головки зонда	7,50 см
Активный объем детектора	88,31 см ³
Расстояние центра детектора от головки зонда	60,00 см

Таблица VI. Файл геометрических данных (.hog) для модели болгарского известняка Враца

В качестве подготовки к фактическим вычислениям Монте-Карло следующий шаг заключался в создании файлов макроскопического сечения (с расширением .hox), соответствующих моделям пород с заданным составом. Для такой задачи была использована программа HOLLÓ L I B, которая из совокупности данных микроскопического сечения hollonuc. hol большого объема составляет совокупности макроскопических данных также по 47 группам (с расширением .hox), тоже имеющие значительный объем.

Область	1	2	3	4	5
Удельный вес [10 ³ кг/м ³]	2,45900	1,00000	7,80000	1,60000	0,00143
Элементный состав в единицах массы в долях 1,0	O ₁₆ 0,4509 H ₁ 0,0597 C ₁₂ 0,1128 Ca 0,3765	H ₁ 0,1111 O ₁₆ 0,8889	Fe 1,0000	C ₁₂ 1,0000	O ₁₆ 1,0000

Таблица VII. Файл вещественного состава (.nom) для модели болгарского известняка Враца
 Нумерация областей: 1 — околоскважинное пространство (вмещающая порода); 2 — жидкость, заполняющая скважину (буровой раствор); 3 — окрестности источника нейтронов; 4 — окрестности модератора зонда; 5 — активный объем детектора

Затем при помощи программы Монте-Карло HOLLÓ M C 1 для вышеупомянутых 4 длин зонда вычисляются теоретические нейтронные спектры на месте детектора на модели болгарского известняка Враца (VL-214), польского песчаника Зерковиц (ZS-214) и греческого мрамора Никисианнис (GM-214). На основании расчетного нейтронного спектра были изучены:

- 1) повторяемость и оптимизация времени вычисления. Изучение повторяемости вычислений Монте-Карло продолжается и в настоящее время, так как оно находится в тесной связи с экспериментами по оптимизации времени вычислений. В качестве примера в *Таблице VIII* приводятся результаты повторных вычислений с продолжительностью 180 минут для песчаниковой модели ZS-214. В отдельных колоннах таблицы приведены интегральные значения относительных потоков, полученные путем приведения отдельных групп;
- 2) сопоставление теоретических вычислений Монте-Карло, теоретических вычислений по четырехгрупповой диффузии и опытных измерений тепловых и надтепловых нейтронов. Вычисления Монте-Карло, проведенные для известняковой модели VL-214 при четырех разных длинах зонда, были сопоставлены с результатами теоретических вычислений четырехгрупповой диффузии и опытных модельных измерений тепловых и надтепловых нейтронов. Результаты вычислений и измерений приводятся на *Рис. 95* и в *Таблице IX*. В последней также показаны значения нейтронной пористости, вычисленные по длинам L_F .

Длина зонда [см]	Тепловые нейтроны 46	Тепловые и надтепловые нейтроны		
		46 + 45	46 + 45 + 44	46 + 45 + 44 + 43
40	0,102733	0,2138053	0,5654033	0,7822133
50 поветрение поветрение	0,0592473	0,1180540	0,1845548	0,2780595
	0,0592476	0,1195090	0,1866559	0,2803234
	0,0594240	0,1156090	0,1742605	0,2740775
60	0,0199052	0,0708630	0,0792201	0,1033025
70	0,0043781	0,0165269	0,0328313	0,0625438

Таблица VIII. Интегрированные относительные значения потока, определенные в песчаниковой модели ZS-214 при помощи расчетов способом Монте-Карло, с применением времени вычисления 180 мин.

группа 46 : $E = 10^{-3}$ –0,414 эв; группа 45+46 : $E = 10^{-3}$ –0,876 эв; группа 44+45+46 : $E = 10^{-3}$ –1,85 эв; группа 43+44+45+46 : $E = 10^{-3}$ –5,04 эв

	I_{40} $\times 10^{-3}$	I_{50} $\times 10^{-3}$	I_{60} $\times 10^{-3}$	I_{70} $\times 10^{-3}$	L_f [см]	P [%]
TDSZ	142,0	61,0	25,0	9,9	14,24	7,97
TMSZ	63,8	28,0	9,5	3,7	13,14	10,21
ETDSZ	32,0	11,0	3,8	1,3	11,35	15,50
ETMSZ	88,3	33,1	12,9	5,4	13,39	9,65
	N_{35} [cps]	N_{40} [cps]	N_{65} [cps]	N_{70} [cps]	L_f [см]	P [%]
TM	386,36	223,77	20,17	12,16	12,77	11,10
ETM	29,11	17,05	1,30	0,75	11,86	13,72

Таблица IX. Сопоставление теоретических расчетов четырехгрупповой диффузии, расчетов способом Монте-Карло и результатов опытных модельных измерений для известняковой модели VL-214

I — относительный поток нейтронов при различных длинах зонда; L_f — длина торможения; P — пористость; N — число импульсов (и/с); TDSZ — вычисление четырехгрупповой диффузии для тепловых нейтронов; TMSZ — расчет способом Монте-Карло для тепловых нейтронов; TM — измерение тепловых нейтронов; ETDSZ — расчет четырехгрупповой диффузии для надтепловых нейтронов; ETMSZ — расчет способом Монте-Карло для надтепловых нейтронов; ETM — измерение надтепловых нейтронов

При помощи программы CSOPAK, изготовленной в 1986 году, которая работает по принципу многогрупповой диффузии нейтронов, в 1987 г. были рассчитаны нейтроннофизические параметры для разных типов формаций. Расчеты были произведены для следующих формаций:

- известняков различной пористости,
- песчаников различной пористости,
- доломитов различной пористости,
- печского черного угля при различной зольности и влажности,
- метана (при среднем давлении и плотности),
- каолинита,
- иллита,
- пирита и других металлоносных минералов,
- боксита среднего состава.

Результаты сведены в *Таблице X*.

Для моделей известняка, песчаника и доломита были составлены алгоритмы, при помощи которых можно определить значения диффузионной длины по длине L_f , сечения поглощения тепловых нейтронов и нейтронной пористости.

№	Матрица	Плотность [10 ³ кг/м ³]	Нейтронно-физические параметры				
			L_f [см]	L_d [см]	L_m [см]	D [см]	Σ [см ⁻¹]
1	чистая вода	1,000	8,053	2,870	8,552	0,1583	0,019220
2	известняк	2,720	24,180	13,140	27,520	1,0640	0,006162
3	песчаник	2,650	28,260	20,080	34,670	1,4050	0,003485
4	доломит	2,870	21,050	15,460	26,120	0,9523	0,003987
5	каменные угли из	1,400	22,220	63,000	66,800	0,9804	0,000247
6	Печского бассейна	1,600	19,440	57,800	60,980	0,8578	0,000256
7	метан	0,670	3,593	1,976	4,100	0,1073	0,027470
8	иллит	2,640	12,615	7,665	14,762	0,7222	0,012290
9	каолинит	2,610	7,217	5,718	9,207	0,3475	0,010630
10	боксит	2,740	7,163	3,643	8,036	0,3130	0,023500
11	боксит	2,720	6,764	3,343	7,545	0,2869	0,25670
12	пирит	4,950	27,00	3,390	27,220	0,8572	0,74600
13	халькопирит	4,200	25,520	3,330	25,740	0,9469	0,084940
14	галенит	4,050	38,020	8,317	38,920	2,2960	0,033190
15	сфалерит	7,400	55,870	11,640	57,070	1,4260	0,010520

Таблица X. Нейтронно-физические параметры разных вмещающих пород

L_f — длина торможения; L_d — длина диффузии; L_m — длина миграции; D — постоянная диффузии; Σ — сечение поглощения тепловых нейтронов

2.3.2 Усовершенствование каротажной станции КД-80 (MOLE)*

Процессорная каротажная станция КД-80 (MOLE) с разделенной интеллигенцией, основной тип которой был представлен в Годовом отчете института ЭЛГИ за 1983 год, был усовершенствован с учетом требований рынка. Были расширены гамма измерений, выполняемых с аппаратурой, а также возможности одновременной с измерением обработки и визуализации (рис. 96).

Среди первых в мире был применен нами матричное печатающее устройство взамен дорогого и тяжелого фоторегистратора. По цене оно дешевле перописца и является намного более надежным. Оно годится для вычерчивания 12 кривых, автоматически пишет надписи по кривым (наименование кривой, масштаб, единица измерения) и по желанию также рисует этикетку. Кроме параметров бурения и измерения этикетка содержит также дату измерения. Печатающее устройство рисует отметки времени и глубины по кривым. Оно может представлять кривые в 10 форматах (по стандартам метрическим или АР, линейному или логарифмическому масштабу). Аппаратура предоставляет возможность пользоваться разными способами хранения данных в цифровом виде: в накопителе твердого тела, кассетном НМЛ и полудюймовом НМЛ (устройство гибкого диска размером 3, 5 " стыкуется в настоящее время).

Разработанная для станции *наземная панель акустического каротажа* может применяться для всех зондов АК, разработанных в ЭЛГИ. В процессе измерения производится 4-, 8- или 16-кратное накопление волновой картины, что в значительной мере способствует снижению шума. Замеренные акустические волновые картины записываются на магнитную ленту в цифровом виде или на кассетном НМЛ, или и использованием преимуществ матричного печатающего устройства волновые картины могут быть визуализированы одновременно с измерением или при воспроизведении (рис. 97).

Ядерные спектры, измеренные при помощи *256-и канального спектрального устройства*, также могут быть записаны в цифровой форме, или имеется возможность визуализировать спектры на матричном печатающем устройстве.

Был разработан программируемый вариант станции MOLE, при помощи которого потребители могут написать программы, отвечающие особенностям изучаемого района. Эти программы можно прожигать в центральном запоминающем устройстве или ввести их до начала работы.

Был совершенствован пакет программ одновременной с измерением обработки, который во время измерений при полевых условиях определяет настоящие петрофизические параметры (плотность, зольность, содержание окиси алюминия, проницаемость, отношение калия, урана, тория,

* И. Бан. Г. Сонгот

квази-литологический состав) при помощи алгоритмов, учитывающих также калибровочные диаграммы, полуэмпирические формулы и данные по керну.

2.3.3 Разработка комбинированного скважинного прибора для бокового и гамма каротажа*

Предназначенный для разведки твердых видов минерального сырья и воды зонд типа KLL3G-2-80-43SY диаметром 43 мм работает на одножильном бронированном кабеле в импульсном режиме и позволяет *одновременно* производить трехэлектродный боковой каротаж и ГК. Конструкция зонда показана на *рис. 98*. Стальной корпус зонда оформлен в соответствии с трехэлектродной системой. В непосредственной близости измерительного электрода размещен детектор для измерения естественного гамма-излучения, благодаря чему согласование кривых сопротивления и ГК к общей глубинной точке упрощается. Блок-схема электроники зонда показана на *рис. 99*.

Естественное гамма-излучение детектируется фотоэлектронным умножителем, смонтированным на кристалле NaI(Tl). Измерение сопротивления с фокусированным полем проводится генератором четырехугольного напряжения (9) и измерительным усилителем (5,8). Измерительные усилители отчасти измеряют потенциал электрода A_0 по отношению к N , отчасти при помощи резистора R_y (весьма низкого значения) — измерительный ток, вытекающий из электрода A_0 . После выпрямления сигнал измерительных усилителей обрабатывается преобразователями напряжения в частоту. Выходные импульсы трех каналов передаются на дневную поверхность кодирующим каскадом импульсов, который осуществлен в системе сдвигающего регистра-накопителя, благодаря чему передача импульсов является свободной от совпадения.

Электроника построена из интегральных микросхем CMOS и пассивных элементов высокой стабильности. По выходящим к дневной поверхности сигналам процессорное устройство вычисляет измеренное сопротивление с учетом геометрического фактора зонда (измерение U/I). Электроника зонда размещается в трубке из нержавеющей стали с высокой прочностью к давлению с использованием резиновых уплотнительных колец. Нижний фокусирующий электрод легко отвинчивается, что способствует сокращению занимаемого при транспортировке места.

* М. Сентпали. Г. Короди

Технические данные зонда:

Детекторы:

ГК

сопротивление

NaJ(Tl)/24 × 74 + ФЭУ – 102

металлическое кольцо,
размещенное на корпусе зонда
с изоляцией

Параметры измерения

канал ГК

мортвое время

диапазон измерения

сопротивления

ток питания

напряжение питания

прочность на давление

рабочая температура

0–2000 мкр/ч

2–3 мкс

1 омм–20 000 омм

120 мА

40 В

26 МПа

от 0 до 80 °С

Габариты

диаметр

длина

масса

рекомендуемая наземная панель:

рекомендуемый каротажный

кабель:

43 мм

1900 мм

ок. 12 кг

серии KFУ–Р, станция КД–80

с сопротивлением в петле

100 ом емкость между двумя

жилами 0,75 мкф

2.3.4 Специальный геофизический анализатор (SGA–1000)*

В отделении Радиометрии и Элементарного анализа был разработан специальный геофизический анализатор (SGA–1000). Система может быть выгодно применена для обработки сигналов от сцинтилляционных счетчиков, пропорциональных детекторов, а также полупроводниковых Si/Li детекторов. Ниже дается описание варианта системы, работающего с полупроводниковым Si/Li детектором и подключаемого к измерительной системе XRF.

В отличие от сложившейся практики, роль анализатора выполняется 8-и разрядной персональной ЭВМ. Выбор ЭВМ был основан на соображениях относительно хорошей снабженности программами, многостороннего обслуживания периферийных устройств, соответствующих графических возможностей и экономичности приобретения. ЭВМ была дополнена 1) электрическими схемами, которые увеличивают приходящие от детектора усиленные аналоговые сигналы с амплитудой, пропорциональной

* Я. Реннер, Л. Волли

- разным энергетическим уровням, до соответствующей продолжительности, чтобы сократить погрешность измерения амплитуды сигнала аналого-цифровым преобразователем до минимума;
- 2) специальным пакетом программ, обеспечивающих приём получаемых цифровых кодов компьютером и выполнение операции, отвечающие также функциям традиционного анализатора.

Тем самым была создана современная измерительная и обрабатывающая система, которая пользуется чувствительностью и разрешающей способностью применяемой детекторной техники, кроме того, благодаря ЭВМ и подключенным периферийным устройствам, обеспечивает легкую и удобную работу с данными и обработку их. Они превосходят возможности прежних 1024-х канальных анализаторов.

Продолжительность измерений и число повторений могут быть определены при интерактивном запуске при помощи ЭВМ в начале работы, затем измерения производятся автоматически. Наконец, сигнализация вызывает оператора положить новый измеряемый образец в систему.

Возможности визуализации:

- полного 1024-х канального энергетического спектра (*рис. 100*) или произвольно выбираемой 256-и канальной части его (*рис. 101*),
- число импульсов по любому каналу,
- интеграл площади под любым пиком,
- число импульсов, падающих в заранее определенных окнах.

Результаты измерения по каналам и числа импульсов в выбранных окнах, вместе с пределами энергии окон, могут быть напечатаны в табличной форме (*рис. 102*). Весь процесс измерения (инструкции) с установленными параметрами (время измерения, число повторений, наименование образца, дата измерения, места выбранных окон и т. д.) может храниться на магнитном диске и вызываться для последующей обработки в любое время.

Методическая и интерпретационная программа осуществленного на ЭВМ многоканального анализатора дорабатывается с целью автоматизации специфических задач. Данная система может совершенно заменить традиционные анализаторы в промышленности и лабораториях.

3 ИССЛЕДОВАНИЯ В ОБЛАСТИ ФИЗИКИ ЗЕМЛИ

3.1 ИЗУЧЕНИЕ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ*

В Тиханьской обсерватории производилась непрерывная регистрация относительных колебаний магнитных компонент и определялся абсолютный уровень измерений. Данные по записям были переданы отечественным и зарубежным международным пользователям и центрам по накоплению данных.

Среднегодовые значения измеренных компонент составляют в Тихани для эпохи 1987, 5 г., по результатам предварительной обработки среднечасовых значений и выравнивания абсолютных уровней:

$$D = 1^{\circ} 39,1',$$

$$H = 21\,442 \text{ нтл},$$

$$F = 47\,487 \text{ нтл},$$

$$Z = 42\,370 \text{ нтл}.$$

С целью контроля за магнитными измерениями в течение года проведено несколько серий сравнительных измерений в Надьценкской обсерватории НИИГеофизики и геодезии ВАН, и кроме того сотрудником Нурмиярвинской обсерватории (Финляндия) выполнялись измерения в Тихани.

Были закончены измерения по вековой сети, начатые в 1986 г., и работы по восстановлению пунктов измерений. Пункты измерений отечественной вековой сети были выбраны из пунктов магнитной опорной сети, созданной в 1964–65 гг. и привязанной к государственной триангуляционной сети после создания сети и выполнения измерений [ACZÉL E., STOMFAI R. 1968]. В течение истекших 25 лет из пунктов проектной вековой сети, обозначенных залитыми кругами на *рис. 103/a*, измерения удалось провести лишь в пунктах, обозначенных на *рис. 103/b*, ибо многие из пунктов были уничтожены вследствие деятельности крупных сельскохозяйственных фирм, так что количество опорных пунктов было существенно сокращено. Так, например, в ходе измерений по всей стране в 1979–80 гг. 20% опорной сети с 300 пунктами оказались негодными. Дальнейшим неблагоприятным обстоятельством является то, что, не считая Тиханьской обсерватории (пункт № 300 на *рис. 103/b*) и расположенного поблизости ньярадского пункта (№ 13), только 2 вековых пункта попадают во внутренние области страны, а большинство остальных пунктов измерений

* Т. Ломниц. А. Кёрменди, З. Сабо

расположены вдоль государственных границ. Восстановление сети привело к конфигурации, представленной на *рис. 103/с*. В широких окрестностях Северного Среднегорья и столицы вековые пункты не закладывались из-за геологических и индустриальных аномалий.

Первичная обработка вековых измерений, выполненных за истекшие два десятилетия, уже частично завершена [ACZÉL E., WALLNER A. 1980]. В 1987 г. для пунктов вековой сети рассчитаны напряженности поля в соответствии с новой международной магнитной опорной моделью (IGRF '85). Результаты расчетов по пунктам с номерами, указанными на *рис. 103/б*, приводятся на *рис. 104–107*. IGRF '85 является опорной моделью четвертого поколения, разработанной IAGA, в ней для периода 1960–1985 гг. даются сферические гармонические коэффициенты десятой степени и десятого порядка для определения компонент глобального геомагнитного поля, считающегося освобожденным от аномалий, связанных с корой. Модель получена по результатам выравнивания данных по нескольким сотням тысяч наземных и спутниковых измерений для эпох 1965,0, 1975,0 и 1980,0. Колебания сферических коэффициентов во времени были описаны на основании годовичных данных сети обсерваторий и экстраполированы на период после 1985,0 г. [IAGA Division I. 1985; PIEDIE 1982]. Выполненные нами сравнительные измерения способствуют контролю за новой моделью в соответствии с просьбой IAGA.

Допустив, что описанием глобального поля по модели IGRF '85 осуществляются исходные цели, можно сделать следующие выводы относительно отечественных вековых измерений:

- 1) магнитные данные с пунктов вековых измерений находятся в хорошем соответствии с изменениями во времени, следующими из глобальной модели;
- 2) среднее отклонение уровня на 15–20 нТл может интерпретироваться в качестве региональной коровой аномалии;
- 3) однозначно устанавливается, что вертикальная компонента меняется во времени с градиентом, несколько отличающимся от опорной модели; тем самым подтверждается предыдущий вывод в отношении Паннонского бассейна.

Охарактеризованные отличия между измерениями и моделью свидетельствуют об аномальной намагниченности коры, количественное определение которой требовало бы обработку данных по всему Карпатскому региону. Можно, однако, допустить, что нет геологической аномалии и что расхождения обусловлены систематической ошибкой, связанной с возможными недостатками модели. Проблема может быть разрешена в будущем на базе результатов всесторонней проверки новой модели.

Литература: Список литературы см. в венгерском тексте.

В 1987 г. было завершено переоборудование регистрирующего гравиметра BN-07 типа Аскания в рамках сотрудничества между ЭЛГИ и Кафедрой Теоретической геодезии Боннского университета при материальной поддержке со стороны гумбольдтовских фондов (ФРГ). Усовершенствование включает в себя следующие два существенных момента:

1. Прибор был оснащен блоком электростатической эталонировки с целью определения масштаба записей с точностью 0,1 %. После настройки прибора была определена постоянная времени калибровочного узла (она оказалась равной 20 минутам), и в соответствии с этим был разработан способ эталонировки, обеспечивающий внутреннюю точность в 0,5–0,10 %. Примерно трехмесячный опыт эксплуатации показывает, что нет существенных изменений масштаба записей даже в пределах указанной точности. Представляется вероятным, что в связи с отношением сигнал/шум гравиметрических записей внутренняя точность эталонировки не может быть еще более повышена, то-есть не может оказаться ниже 0,05 %.

2. Внутренний термостат гравиметра был оборудован термисторным управлением в порядке усовершенствования термостатной системы аппаратуры. Необходимость в таком переоборудовании была обоснована результатами гармонического анализа остаточных кривых прежних записей. Было установлено, что в остаточных спектрах отражаются какие-то внешние термические эффекты. Этими систематическими компонентами искажались результаты исследования земных приливов. Причина появления этих компонент заключалась в ограниченной способности прежней двойной термостатной системы с состояниями да/нет стабилизировать температуру. Согласно проведенным расчетам, новыми термостатами будет обеспечено существенное снижение таких нежелательных температурных эффектов. Успешность переоборудования, однако, сможет быть окончательно доказана лишь на основании результатов наблюдений в 1987–88 гг.

В 1988 г. начнется цифровая регистрация данных наблюдений на упругих магнитных дисках. В интересах компьютерной обработки полученных таким образом данных уже в 1987 г. была начата разработка системы программ, которой уже в современном ее виде обеспечивается

* П. Варга

возможность выявления возможных ошибок в записях, исключения эффектов от смещений, необходимых при эксплуатации аналогового канала, и дрефта, а также производства гармонического анализа, являющегося конечной задачей обработки.

Теоретические исследования, направленные на изучение колебаний параметров земных приливов, обусловленных структурой Земли, и начатые в 1986 г., были продолжены в двух направлениях:

а) Помимо ранее изученных чисел Лава h , k и l , а также теоретического определения их факторов: гравитационного ($\delta = 1 + h - 3/2k$) и описывающего наклон ($\gamma = 1 + k - h$) — были определены следующие комбинации чисел Лава:

1) вертикальный экстенсометрический фактор

$$\Sigma_v = a \frac{\partial h}{\partial r} + 2h,$$

2) фактор, описывающий горизонтальные площадные деформации

$$\Sigma_H = 2h - 6l,$$

3) дилатационный фактор

$$\Theta = \Sigma_v + E_H = a \frac{\partial h}{\partial r} + 4h - 6l.$$

б) Было исследовано влияние структуры земного ядра на числа Лава и на их комбинации типа δ , γ , Σ_v , Σ_H и Θ .

Доводом в пользу выполнения исследований по пункту а) послужили результаты наших исследований (Годовой отчет ЭЛГИ за 1986, стр. 293–295), согласно которым в случае наиболее надежно регистрируемой гравитационной компоненты земных приливов могут ожидать лишь незначительные вариации. Как тогда было нами установлено, при этом вероятны лишь колебания на 0,72% от значения δ упругих параметров. Отсюда следует, что при желании использовать явление земных приливов в целях определения внутренней структуры Земли либо необходимо намного точнее определять значение гравитационной компоненты (это стремление отражается в изложенной выше программе усовершенствования приборов, ибо наиболее существенной преградой в более точном определении значений данного фактора является недостаточная точность эталонировок), либо нужно рассмотреть информативность иных компонент земных приливов, которые, в основном по техническим причинам, наблюдаются значительно реже.

Сначала было выяснено, в какой мере числа Лава и их комбинации зависят от изменения скоростей продольных (α) и поперечных (β) волн, а также модуля сжатия (κ) и скалывания (μ) в мантии Земли. Если значения

скоростей изменять шагами по 5% в пределах $\pm 20\%$ по сравнению с PREM*-ом, то в случае продольных (α) волн устанавливается, что отражение вариаций еле заметно в значениях чисел k и h Лава, а также (δ) и (γ), но существенно в значениях l , а также трех факторов деформации (Σ_V , Σ_H и Θ). В табл. XI приводятся значения ε , соответствующие форме $\alpha = \alpha_0/I + \varepsilon$ ($\varepsilon = 0$ соответствует PREM-y).

ε	$\Delta k\%$	$\Delta h\%$	$\Delta l\%$	$\Delta \delta\%$	$\Delta \gamma\%$	$\Delta \Theta\%$	$\Sigma_H\%$	$\Sigma_V\%$
-0,20	8,48	28,95	-64,59	12,15	-22,25	79,38	94,48	68,50
-0,15	4,43	14,90	-32,71	6,22	-11,42	40,87	48,14	35,64
-0,10	2,31	7,58	-16,30	3,14	-5,86	20,80	24,31	18,28
-0,05	0,96	3,07	-6,45	1,26	-2,33	8,42	9,78	7,44
+0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
+0,05	-0,31	-2,22	4,69	-0,91	1,68	-6,10	-7,02	-5,43
+0,10	-1,22	-3,89	8,20	-1,60	2,96	-10,71	-12,31	-9,56
+0,15	-1,64	-5,20	10,90	-2,14	3,94	-14,32	-17,41	-12,81
+0,20	-2,00	-6,26	12,90	-2,56	4,74	-17,21	-19,30	-15,43

Таблица XI. Относительные изменения чисел Лава и их комбинаций под влиянием изменения скоростей продольных волн в % от PREM

Если менять скорость поперечных волн в мантии в пределах $\pm 20\%$, то выясняется, что это ощутимо отразится лишь в изменении значений I . В табл. XII приводятся значения ε , соответствующие форме $\beta = \beta_0(I + \varepsilon)$ изменения скоростей ($\varepsilon = 0$ соответствует PREM-y). Следует упомянуть, что рассмотренными возмущениями вызываются асимметричные нелинейные и отнесенные к $\varepsilon = 0$ изменения чисел Лава и их комбинаций.

ε	$\Delta k\%$	$\Delta h\%$	$\Delta l\%$	$\Delta \delta\%$	$\Delta \gamma\%$	$\Delta \Theta\%$	$\Sigma_H\%$	$\Sigma_V\%$
-0,20	26,90	22,38	50,88	1,17	-8,03	6,00	2,46	8,55
-0,15	18,67	15,21	36,34	0,64	-5,28	3,51	1,24	5,14
-0,10	12,27	9,90	23,56	0,36	-3,38	1,64	0,34	2,58
-0,05	5,85	4,63	11,49	0,12	-1,54	0,45	-0,13	0,86
+0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
+0,05	-5,30	-3,97	-10,90	0,00	1,19	0,41	0,89	0,06
+0,10	-10,00	-7,27	-21,57	0,16	2,00	1,85	2,78	1,17
+0,15	-14,01	-9,43	-32,36	0,59	2,16	4,61	6,03	3,58
+0,20	-18,09	-11,46	-43,73	1,15	2,16	9,18	11,20	7,72

Таблица XII. Относительные изменения чисел Лава и их комбинаций под влиянием изменения скоростей поперечных волн в % от PREM

* Предварительная опорная модель земли

Другая часть модельных расчетов, выполненных нами, была направлена на выяснение степени зависимости изменений чисел Лава и их комбинаций от глубины аномалий упругих параметров. При исследовании в пределах сферического слоя с относительной толщиной в $0,05r/a$ (a — радиус Земли, r — выбранная глубина) и находящегося на различных глубинах значения скоростей α и β были увеличены на 10%. При рассмотрении продольных волн наиболее существенные изменения получены для компонент деформации (табл. XIII). Сферические слои имеют мощность в 5% от радиуса Земли, в первом столбце приводятся относительные глубины залегания их верхней границы (r_{up}/a). При изменении скоростей поперечных волн на 10% максимальные изменения k , h , γ и Σ_x наблюдались в окрестностях границы мантии с ядром. В противоположность этому, компоненты деформаций Σ_v и Θ наиболее чувствительны к изменениям скоростей вблизи от дневной поверхности (табл. XIV). Сферические слои имеют мощность в 5% от радиуса Земли, и в первом столбце приводятся относительные глубины залегания их верхней границы.

r_{up}/a	$\Delta k\%$	$\Delta h\%$	$\Delta l\%$	$\Delta \delta\%$	$\Delta \gamma\%$	$\Delta \Theta\%$	$\Delta \Sigma_H\%$	$\Delta \Sigma_V\%$
1,00	-0,19	-0,92	1,64	-0,42	0,74	-6,30	-2,69	-8,89
0,95	-0,29	-1,01	1,99	-0,43	0,80	-1,62	-3,11	-0,55
0,90	-0,32	-0,95	2,23	-0,39	0,72	-1,59	-3,16	-0,47
0,85	-0,32	-0,71	1,76	-0,29	0,54	-1,22	-2,45	-0,33
0,80	-0,16	-0,47	1,29	-0,19	0,35	-0,80	-1,64	-0,20
0,75	-0,06	-0,24	0,82	-0,10	0,19	-0,45	-0,93	-0,10
0,70	0,00	-0,08	0,35	-0,04	0,07	-0,17	-0,36	-0,03
0,65	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	-0,02	-0,06	0,00
0,60	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

Таблица XIII. Вариации чисел Лава и их комбинаций относительно PREM в %% как функция относительной глубины (r_{up}/a) аномалии продольных волн

r_{up}/a	$\Delta k\%$	$\Delta h\%$	$\Delta l\%$	$\Delta \delta\%$	$\Delta \gamma\%$	$\Delta \Theta\%$	$\Delta \Sigma_H\%$	$\Delta \Sigma_V\%$
1,00	-0,09	0,55	-1,17	0,33	-0,54	7,07	1,81	10,85
0,95	-0,19	0,41	-2,81	0,30	-0,46	1,07	2,68	-0,09
0,90	-0,45	0,11	-3,63	0,24	-0,30	0,86	2,72	-0,48
0,85	-0,80	-0,37	-3,63	0,12	-0,03	0,31	1,96	-0,89
0,80	-1,12	-0,84	-3,28	0,01	0,23	-0,32	0,95	-1,24
0,75	-1,48	-1,27	-2,81	-0,09	0,48	-0,95	-0,15	-1,52
0,70	-1,80	-1,67	-2,23	-0,18	0,71	-1,57	-1,28	-1,77
0,65	-2,09	-2,06	-1,64	-0,26	0,91	-2,16	-2,87	-2,00
0,60	-2,57	-2,62	-1,17	-0,37	1,20	-2,90	-3,58	-2,41

Таблица XIV. Вариации чисел Лава и их комбинаций относительно PREM в %% как функция относительной глубины (r_{up}/a)

В ходе исследований проводился поиск ответа на вопрос: в какой степени внутренняя структура земного ядра может влиять на значения чисел Лава, а также δ и γ . Было установлено, что распределение плотностей в ядре практически не влияет на значения этих параметров. Подобным же образом отрицательный результат получен при расчете модели со скачком плотностей на границе мантия/ядро и с модулем скалывания, возможно, существующем в ядре, но со значением, в любом случае меньшим 10^8 Н/м². Единственным случаем проявления слабой, но все-таки достойной упоминания связи чисел Лава и их комбинаций со строением ядра было изменение глубины до границы мантия/ядро. При изменении положения этой наиболее четкой поверхности раздела внутри Земли на 10 км получены следующие изменения чисел Лава: $\Delta k = 0,43\%$, $\Delta h = 0,21\%$, $\Delta l = 0,10\%$, $\Delta \gamma = 0,06\%$ и $\Delta \delta = 0,04\%$.

Таким образом, можно сделать вывод, что результаты измерений земных приливов на дневной поверхности зависят почти исключительно лишь от структуры мантии. В изучении моделей Земли наиболее обнадеживающими являлись бы компоненты деформаций, но для практического осуществления было бы необходимо существенно увеличить точность измерения этих компонент.

3.3.1 Измерения анизотропии магнитной восприимчивости и их интерпретация*

Метод анизотропии магнитной восприимчивости (АМВ) широко используется для характеристики магнитной текстуры горных пород. АМВ в осадочных породах определяется направлением осаждения и уплотнения, в вулканических — направлением течения лав, а в метаморфических и глубинных магматических — пластической деформацией и кристаллизацией, повторяющей окружающую среду [HROUDA 1982]. Применимость метода в структурном анализе доказана рядом авторов [HROUDA 1979; RATHORE 1985; HIRT et al. 1988; ROSNETTE 1988 и др.].

Измерения АМВ могут быть выполнены на вращающихся анизотропиметрах, на криогенных магнитометрах, на торсионных магнитометрах и на мостах переменного тока; одним из вариантов последних является прибор KLY-2 каппа-мост. Для производства прямых измерений и для облегчения обработки данных составлены программы для компьютера типа IBM PC/XT. В алгоритмах использовались статистические методы, разработанные Елинеком [JELINEK 1977, 1978].

С целью изучения воспроизводимости измерений и свойств АМВ изучено большое количество проб из разных типов пород. Во всех диапазонах измерения каппа-моста воспроизводимыми оказались значения анизотропии более 1% (*рис. 108*). Вслед за тем были выполнены измерения на группах проб, отобранных в известном залегании. Пробы происходят из миоценовых игнимбритов гор Бюкк (4 участка, 11 точек, см. *рис. 109*). Участки относятся к двум разным стратиграфическим горизонтам: богачские игнимбриты моложе шайских, качских и кишдёрских. Магнитные и прочие параметры (текстура, окраска и т. п.) пород из этих двух горизонтов также различны.

На *рис. 110* представлены средние из измерений АМВ по точкам отбора проб. Направления минимальных восприимчивостей четко выявляются по каждой из точек (углы доверия во всех случаях меньше 15°), будучи субвертикальными (фигуративные точки рассеяны вокруг центра

* Р. Бордаш

проекции). Направления максимальных и средних восприимчивостей лежат в горизонтальной плоскости: ими определяется плоскость магнитной фолиации. Вертикальная ориентировка минимальных направлений и горизонтальная — фолиации связаны с первичной текстурой пород. По трем точкам отбора проб (B4, S2 и Ki2) максимальные и средние восприимчивости четко группируются в этой горизонтальной плоскости (углы доверия, спроектированные на горизонтальную плоскость, меньше 27°). Такая группировка показывает, что текстура была подвержена влиянию давления. При слабой деформации осадков средние восприимчивости параллельны оси давления. Средние восприимчивости по B4 (Bogács) и S2 (Sály) свидетельствуют о давлении в СЗ–ЮВ направлении, в то время как по Ki2 (Kisgyőr) — в С–Ю направлении.

Выполненные недавно микроструктурные измерения на миоценовых породах гор Бюкк [BERGERAT and CSONTOS 1988; TARI 1988] свидетельствуют о наличии двух направлений сжатия: 120–300° и 10–190° в Шае и Кишдьёре и лишь последнее — в Богаче. Эти два направления соответствуют таковым по результатам измерений АМВ.

Таким образом, можно сделать вывод, что систематическое изучение анизотропии игнимбритов и окружающих пород в корреляции с микроструктурными измерениями может привести к лучшему познанию поля миоценовых напряжений в горах Бюкк.

Литература

Список литературы см. в венгерском тексте

3.3.2 Шаг в сторону определения кривой кажущегося блуждания мезозойского полюса Вилланьских гор*

Палеомагнитные направления, определенные по мезозойским образованиям Задунайского Среднегорья, меняются во времени в соответствии с «африканской схемой». Положение разновозрастных полюсов Африки и Задунайского Среднегорья, однако, неодинаковы, что является результатом послемезозойских перемещений этих двух единиц.

В противоположность этому палеомагнитные направления Вилланьских гор обнаруживают сходство с таковыми стабильной Европы [MÁRTON—SZALAY E. and MÁRTON P. 1978], так что ими, казалось, подтверждается происхождение Юговосточной Задунайщины из северных районов Тетиса, предполагавшееся на основании геологических наблюдений. Прежние данные были вновь рассмотрены в свете новых результатов [MÁRTON E. 1986]. После выявления сложной картины послеюрских поворотов сходство вилланьских полюсов с таковыми по стабильной Европе может считаться лишь случайным совпадением. Для палеомагнитного подтверждения происхождения Юговосточной Задунайщины из северных

* Э. Мартон

или южных районов Тетиса необходимо определение кривой кажущегося блуждания мезозойского полюса по указанному району. Отсутствие петли на кривой служило бы доказательством происхождения из северных районов Тетиса.

В 1987 г. для палеомагнитной обработки выбраны два разреза в Вилланьских горах (рис. 111): юрско-нижнемеловой (до альба; Саршомъйо, 106 проб) и верхнетриасово-верхнеюрский (до оксфорда; Виллань, Темпломдомб, 73 пробы). Пробы отбирались из определенных слоев, где вблизи друг от друга было пробурено несколько проб, характеризующих одну и ту же точку.

Вслед за термической (рис. 112 и 113) обработкой и в меньшей степени за обработкой переменным током по большинству точек удалось выделить характерную намагниченность (табл. XV и XVI). Однако, направления характерной намагниченности по отдельным точкам различаются между собой как до тектонической поправки, так и после нее в такой степени, что оказались негодными для расчета палеомагнитного полюса, за исключением оксфордского и барремского.

Kód	N/N°	D° D_c°	I° I_c°	k	α_{95}	$^{\circ}\text{C}/\text{Tesla}$
1	2/2	19	-3	—	—	300 $^{\circ}\text{C}$
		31	35			
2	3/6	342	22	38	20,4	300 $^{\circ}\text{C}$
		347	73			
3	4/4	244	50	37	15,4	300 $^{\circ}\text{C}$
		205	28			
4	2/3	135	0	—	—	300-400 $^{\circ}\text{C}$
		304	44			
5	2/2	24	18	—	—	300 $^{\circ}\text{C}$
		54	47			
6	3/4	10	38	99	12,5	350-450 $^{\circ}\text{C}$
		110	76			
7	2/2	2	35	—	—	400-500 $^{\circ}\text{C}$
		60	71			
8	3/4	300	15	11	39,9	300-400 $^{\circ}\text{C}$
		272	45			
9	3/3	12	20	59	16,2	350-450 $^{\circ}\text{C}$
		46	59			
10	3/3	8	26	63	15,7	350-450 $^{\circ}\text{C}$
		54	62			
12	3/3	356	28	52	17,3	300-500 $^{\circ}\text{C}$
		46	73			
14	4/4	11	25	27	18,0	300-500 $^{\circ}\text{C}$
		44	76			

Таблица XV. Виллань, Темпломдомб. Палеомагнитные направления

1-14 — пункты отбора палеомагнитных проб: 1-4 — лейас, 5-6 — келловей, 7-14 — оксфорд; N/N_0 — количество проб, использованных/отобранных; D° , I° — склонение и наклонение до поправки; D_c° , I_c° — склонение и наклонение после поправки; k , α_{95} — статистические параметры; $^{\circ}\text{C}/\text{тесла}$ — чистка (термическая/переменным током)

Kód	N/N°	D° D_e°	I° I_e°	k	α_{95}	°C/Tesla
1	2/2	32	-18	—	—	400 °C
		54	62			
2	2/2	352	-63	—	—	400 °C
		3	22			
3	4/4	338	-67	570	3,9	400 °C
		0	16			
4	6/6	17	-5	45	10,1	500 °C
		43	59			
5	3/3	57	-50	89	13,2	300 °C
		31	2			
6	3/3	18	-19	77	14,1	550 °C
		25	52			
7	5/5	18	-10	85	8,3	550 °C
		36	63			
8	6/6	20	-7	134	5,8	400-500 °C
		37	54			
9	4/6	355	-31	40	14,6	400 °C
		355	40			
10	4/4	56	-33	52	12,8	400 °C
		58	36			
12	3/3	256	-25	35	21,1	400 °C
		290	-26			
13	3/3	109	56	36	20,8	400 °C
		150	15			
14	3/4	151	11	24	25,5	400 °C
		148	-32			
15	4/6	19	4	40	14,7	400 °C
		53	66			
16	4/4	178	0	37	15,2	200-300 °C
		169	-47			
17	4/4	296	12	13	27,0	400 °C
		283	15			
18	5/5	19	-54	33	13,4	400 °C
		17	-4			
19	5/5	17	7	39	12,5	200-300 °C
		18	57			
20	5/5	30	-8	142	6,4	300 °C
		36	47			
21	3/4	23	-2	175	9,4	300 °C
		45	62			
22	3/4	22	-8	166	9,6	300 °C
		60	62			
23	4/5	22	27	33	16,3	0,005 T
		42	76			

Таблица XVI. Виллань, Саршомъйо. Палеомагнитные направления

1-23 — пункты отбора палеомагнитных проб: 1-3 — лейас, 4-14 — оксфорд, 15 — кимеридж, 16-19 — титон, 20-22 — баррем, 23 — альб; прочие обозначения — как в табл. XV.

Оксфордский полюс (72° с. ш., 128° в. д.) основан на среднем из четырех высококачественных направлений (рис. 111, I. II/a, 1, 2), значительно более четком после тектонической поправки, нежели до нее.

До поправки:

$$D = 8^\circ \quad I = 14^\circ \quad k = 13 \quad \alpha_{95} = 26,7^\circ.$$

После поправки:

$$D = 22^\circ \quad I = 58^\circ \quad k = 173 \quad \alpha_{95} = 7,0^\circ.$$

Это направление намного лучше, нежели ранее рассчитанный позднечурский полюс, из-за положительного результата фолд-теста и значительно более точного определения возраста.

По барремским отложениям (три точки отбора проб с одного и того же участка опробования) статистические параметры ухудшаются со введением тектонической поправки.

До поправки:

$$D = 25^\circ \quad I = -6^\circ \quad k = 213 \quad \alpha_{95} = 8,5^\circ.$$

После поправки:

$$D = 46^\circ \quad I = 57^\circ \quad k = 56 \quad \alpha_{95} = 16,7^\circ.$$

В этом случае возраст намагниченности является наложенным по сравнению с колебаниями залегания в пределах карьера, но мало вероятно, чтобы он был вообще моложе тектонических воздействий, ибо значение наклона до поправки нереально для мезозойских и более молодых пород.

Единственное направление для альбских пород (табл. XVI, точка 23) после введения поправки оказалось подобным тому, что нами получено было для этого же яруса (рис. 111, участок 5), но необходимы дальнейшие результаты для улучшения качества.

Представленные результаты могут рассматриваться в качестве очередного шага к определению кривой блуждания мезозойского полюса Юговосточной Задунайщины. Хотя все еще нет достаточного количества данных для обсуждения мезозойской схемы, полученные результаты являются вполне значимыми в одном отношении: наклоны систематически выше, нежели в Задунайском среднегорье (рис. 114), указывая, таким образом, на то, что современное расположение Юговосточной Задунайщины по отношению к Задунайскому среднегорью действительно является инверсным.

Литература: Список литературы см. в венгерском тексте.

3.3.3 Палеомагнитные определения по островам Кварнер*

В рамках югославско-венгерского сотрудничества в области палеомагнитных измерений было продолжено изучение параавтохтона восточнее «автохтона» Истрии (рис. 115). Коллекция из нескольких сотен проб была разделена на две части, одна из которых обрабатывалась в Институте Геомagnetизма (Гроцка), а другая — в ЭЛГИ. Склонения большей части статистически четких направлений (табл. XVII), полученных в результате обработки, повернуто против часовой стрелки, как и на острове Крес и в складчатом поясе севернее «автохтона» Истрии. По некоторым пунктам (5, 7, 35), однако, получены повороты по часовой стрелке, повидимому, вследствие локальных тектонических движений.

№№ п/п	Точка отбора проб	Порода/возраст	N/N_0	D^0 D^0_c	I^0 I^0_c	k	α_{95}	$R\%$	Чистка, примечание
KRK. антиклиналь Dmisalj-Vrbnik									
31	Dubni	битуминозный известняк, турон	5/12	180	-80	17	19,1	100%	5 мТ-250 °C
				107	-41	17	19,1		
32	Šilo	доломит, турон	5/8	357	50	50	10,9	20%	150 °C
				6	59	40	12,2		
34	Omisalj	флиш, средний эоцен	7/8	57	-23	14	16,5	100%	300 °C
				59	2	16	15,5		нормальное залегание опрокинутое залегание
				109	-6	12	17,7		
KRK. синклиналь Omisalj-Baska									
5	Njivice	известняк, средний эоцен	10/10	46	6	140	4,1	0%	450-500 °C
				39	46	140	4,1		
9	Kras	известняк, сеноман-турон	3/6	324	38	170	9,5	0%	150-200 °C
				350	53	170	9,5		
33	Dolovo	известняк, средний эоцен	3/6	171	-27	54	17,0	100%	400 °C
				167	-20	54	17,0		
35	Omisalj	известняк, средний эоцен	2/6	277	-15	-	-		
				284	-45	-	-		
KRK. антиклиналь Krk.									
1	Konobe	доломит, сеноман-турон	0/9						большой разброс
2	Stara Baska	известняк, турон-сеноман	6/8	319	52	43	10,3	0%	5 мТ-200 °C
				337	59	43	10,3		
3	Kuka	известняк, турон-сеноман	0/7						слабое
8	Sv. Dunat	известняк, нижний мел	5/8	320	34	35	13,5	0%	150-400 °C
				348	42	35	13,5		
4	Pinezić	известняк, нижний мел	0/7						
6	Kukurik	доломит, нижний мел	8/8	354	46	46	8,2	0%	400-500 °C
				345	40	46	8,2		
7	Poljica	доломит, нижний мел	5/6	203	-14	28	14,8	0%	350-400 °C
				194	-39	28	14,8		
36	Porat	доломит, сеноман-турон	6/7	331	44	19	15,8	0%	5 мТ
				323	33	19	15,8		
PAG, антиклиналь Saska									
11	Zubovići	известняк, нижний-средний эоцен	0/10						большой разброс

* Э. Мартон-Салаи, В. Миличевич, Д. Вельёвич

№№ п/п	Точка отбора проб	Порода/возраст	N/N_0	D^0 D^0_c	I^0 I^0_c	k	α_{95}	R%	Чистка, примечание
12	Metajna	флиш, средний эоцен							большой разброс распреде- ление вдоль большой ок- ружности
21	Bošane	флиш, средний-верхний эоцен							
PAG, антиклиналь Novalja									
10	Melnica	известняк, средний-верхний эоцен	0/6						слабое
13	Zameti	флиш, средний-верхний эоцен							распреде- ление вдоль большой ок- ружности
14	Povljana	известняк, эоцен							большой разброс
15	Kuković	флиш, средний-верхний эоцен							распреде- ление вдоль большой ок- ружности
16	Duboka Draga	известняк, сеноман-турон	0/9						слабое
17	Mandre	известняк, сеном	5/8	330 16	46 41	71 71	9,1 9,1	0%	150-250 °C
18	Kosljun	известняк, сеноман-турон	0/6						слабое
19	Pag, Bellevue	флиш, средний-верхний эоцен							распреде- ление вдоль большой ок- ружности
20	Miškovići	флиш, средний-верхний эоцен							распреде- ление вдоль большой ок- ружности
RAB, антиклиналь Rab (возможно, продолжение антиклинали Крк)									
27	Slanišće	известняк, средний-верхний эоцен	7/8	183 166	-36 -49	94 94	6,3 6,3	95%	300 °C
28	Slanišće	известняк, сеноман-турон	0/6						слабое
29	Lopar, San Marino	флиш, средний-верхний эоцен	5/12	123 137	-52 -55	8 8	28,3 28,3	100%	200-400 °C
30	Lopar kikôto	флиш, средний-верхний эоцен							большой разброс
RAB, антиклиналь Topole									
22-23	Kampor	известняк, средний эоцен	13/17	67 72	-37 -18	73 73	4,9 4,9	100%	300-400 °C
24	Kampor	известняк, сеноман-турон	0/6						слабое
25	Kaštelina	известняк, средний-верхний эоцен	7/16	289 321	42 35	16 16	15,8 15,8	0%	300-450 °C
26	Frkanj	известняк, сеноман-турон	0/6						слабое

Таблица XVII. Палеомагнитные результаты с островов Кварнер, Югославия

$R\%$ — процентное отношение проб с обратной намагниченностью; прочие обозначения — как в табл. XVI.

В 1987 г. были завершены полевые гравиметрические измерения по венгерской и чехословацкой площадям Единой Гравиметрической сети (ЕГС). В результате получена общая опорная сеть высокой надежности, являющаяся современной основой для выравнивания новой государственной гравиметрической сети II-го класса.

В ходе работ измерения выполнены по 62 пунктам, из них по 5 в Венгрии и по 2 в Чехословакии значения g определены советскими исследователями абсолютным методом. Относительные измерения выполнялись восемью гравиметрами с использованием частично авиа-, частично автотранспорта. Банк данных с результатами более тысячи измерений был обработан с целью выравнивания в нескольких вариантах со следующими нормами:

а) $\sum_k |V_k| \rightarrow \min$, где V_k — поправки к единичным измерениям,

б) основное условие: $\sum_k |V_k| \rightarrow \min$, дополнительное условие: $\sum V_k = 0$

в) выравнивание способом Чебышева,

г) робустовая оценка т. н. датским способом.

В окончательно принятом варианте с применением дастького способа средняя ошибка по весовой единице составляет $M_0 = \pm 0,019$ мгал.

Были также завершены измерения по новой гравитационной опорной сети II-го класса, начатые в 1980 г., на 1988 г. остались лишь определения некоторых контрольных и повторных связей.

С целью определения нового геоида по Венгрии (геоида EOTR) была разработана такая стратегия расчетов, которая обеспечивает возможность обработки большего объема информации по сравнению с прошлыми годами (точечные данные вместо средних гравитационных аномалий, спутниковые данные по доплеровскому эффекту и геопотенциалам) при определении геоида способом астро-гравиметрического нивелирования Молоденского. Сущность принятого решения заключается в следующем. Заданные в системе астро-геодезической сети I-го класса EOTR отклонения астро-геодезических отвесных линий на основании имеющих доплеровских данных пересчитываются в значения нормального геоцентриче-

* Г. Чано, А. Шархидан, З. Сабо

ского гравитационного поля. Местные аномалии g также относятся к нормальному гравитационному полю с поправкой Молоденского за местность. Глобальная информация о гравитационном поле извлекается из коэффициентов сферической функции геопотенциальной модели Земли. Разности квазигеоидных высот с учетом топографических условий Венгрии создаются путем астро-гравиметрического нивелирования по сети с узлами через 25 км. Квазигеоидные высоты, выравненные по сети, в конце концов трансформируются обратно в систему астро-геодезической сети. На этом основании начаты расчеты геоида, который можно будет использовать для гражданских целей.

Международная Геологическая экспедиция в Монголии*

Монголо-венгерской Геолого-геофизической партией Международной Геологической экспедиции в МНР продолжают геофизические съемки методами вызванной поляризации и магниторазведки в рамках поисковых, а также детальные геофизические измерения методами СДВР и электрической корреляции в рамках поисково-оценочных работ. Геофизические работы выполняются при тесном сотрудничестве с геологами и в сопровождении геологической съемки, а также буровых работ и проходки канав.

Важнейшими результатами проведенных работ являются следующие:

1) оконтуривание перспективного участка с помощью геофизических методов на редкометально-полиметаллическом рудопроявлении Цаган-Чулут (см. Годовой отчет ЭЛГИ за 1986 г.); перспективность объекта возросла в результате проведенных работ;

2) прослеживание контакта между палеозойскими гранитами и протерозойскими известняками и оконтуривание связанного с этим контактом скарнового оруденения на редкометальном рудопроявлении Тубуд;

3) прослеживание оруденелых зон между канавами, скважинами, а также скважинами и дневной поверхностью на серебряно-полиметаллическом рудопроявлении Мунгун Ундур (см. Годовой отчет ЭЛГИ за 1985 г.) в пределах рудного поля Ундур Цаган.

Международная Геологическая экспедиция на Кубе**

Кубинско-венгерской Комплексной Геолого-геофизической партией, работающей в составе Международной Геологической экспедиции, выполнялись работы последнего полевого сезона в районе г. Ольгин на юге Кубы в рамках геологической съемки и геофизических работ масштаба 1 : 50 000, начатых в 1983 г. За истекшее время выполнены полевые работы

* А. Шимон, А. Жилле

** А. Жилле

по съемке 3108 кв. км в масштабе 1 : 50 000 и 103 кв. км в масштабе 1 : 25 000, а также по детальному изучению нескольких участков, перспективных на полезные ископаемые и открытых в ходе съемочных работ.

В результате проведенных геофизических работ на полезные ископаемые (детальная съемка методами сопротивлений, вызванной поляризации, магниторазведки и радиометрии) можно было выбрать участки, в пределах которых целесообразно продолжение работ. Из них наиболее перспективными являются эндогенные и россыпные проявления золота Санта Лучия и Аугас Кларас, а также медно-пиритовая рудная зона Санта Мария — Маргаритас. Сводный отчет находится в стадии составления.

Библиотека

Фонд библиотеки ЭЛГИ составляет 29265 томов книг и журналов, а также 12065 прочих единиц. Прирост фонда за 1987 г. составлял 753 тома книг, 390 томов журналов, 72 прочего вида документации и 1000 проспектов аппаратуры, далее, 7 наименований новых журналов. В рамках международного обмена изданиями получено 344 изданий и отправлено в 59 стран по 571 адресу 1940 изданий. В 1987 г. в 149 случаях производилась временная передача изданий другим библиотекам и прочим внешним организациям. За прошлый год библиотеку посетили 5670 читателей.

Издания

В 1987 г. ЭЛГИ опубликованы следующие издания:

1. Годовой отчет ЭЛГИ за 1986 г.;
2. Геофизический бюллетень, том 32 № 4, том 33 №№ 1 и 2;
3. Annual Report 1983 of the Tihany Geophysical Observatory;
4. Annual Report 1984 of the Tihany Geophysical Observatory;
5. Annual Report 1985 of the Tihany Geophysical Observatory.

Készült a Global GMK gondozásában
Felelős vezető: Jánossy Gábor

A nyomást és kötést a Népszava Kiadó Vállalat Ságvári Nyomdája végezte (89.0384)
Felelős vezető: Szilágyi Tamás igazgató

